

METODYKA OPRACOWANIA POLSKIEGO ATLASU NATĘŻEŃ DESZCZÓW (PANDA)

Pod redakcją Pawła Licznara i Janusza Zaleskiego

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Państwowy Instytut Badawczy

Warszawa 2020



SERIA PUBLIKACJI NAUKOWO-BADAWCZYCH IMGW-PIB

**METODYKA OPRACOWANIA
POLSKIEGO ATLASU NATĘŻEŃ DESZCZÓW (PANDA)**

Autorzy

Ewa Burszta-Adamiak, Wojciech Gajda, Anna Jurczyk,
Rafał Lewandowski, Paweł Licznar, Piotr Mańczak, Karol Mikołajewski,
Michał Oktawiec, Katarzyna Ośródka, Katarzyna Siekanowicz, Alfred Stach,
Jan Szturc, Sławomir Wereski, Paweł Wilk, Janusz Zaleski

Recenzent

prof. dr hab. Zbigniew Kundzewicz

Opracowanie redakcyjne

Rafał Stepnowski

Opracowanie graficzne i techniczne

Michał Seredin

Pracę zrealizowano w ramach projektu „Opracowanie i wdrożenie Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa)” – POIR.01.01.01-00-1428/15, dofinansowanego z Funduszy Europejskich w ramach Programu Operacyjnego Inteligentny Rozwój 2014-2020

ISBN: 978-83-64979-35-4

Wydawca

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61, E. content@imgw.pl
Redaktor Wydawniczy/Publishing Editor
Rafał Stepnowski, E. rafal.stepnowski@imgw.pl

SPIS TREŚCI

STRESZCZENIE	5
1. WPROWADZENIE	9
2. MODELE OPADOWE	13
2.1. Zastosowania modeli opadowych	13
2.2. Wymogi stawiane modelom opadowym	14
2.3. Probabilistyczne modele opadowe	19
2.4. Metody estymacji parametrów przyjętego rozkładu prawdopodobieństwa	22
2.5. Testy zgodności rozkładów empirycznych z teoretycznymi	26
2.6. Kryteria informacyjne i predykcyjne	28
2.7. Metody graficzne	30
Bibliografia	32
3. CYFROWA BAZA SZEREGÓW OPADOWYCH	37
3.1. Wybór stacji badawczych	37
3.2. Metodyka tworzenia cyfrowej bazy szeregów opadowych	38
3.2.1. Digitalizacja pluwiogramów	38
3.2.2. Standaryzacja danych cyfrowych	42
3.2.3. Zasoby ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych	43
3.2.4. Weryfikacja jakości szeregów opadowych zgromadzonych w bazie	50
3.3. Podsumowanie	53
Bibliografia	54
4. MAKSYMALNE WYSOKOŚCI I NATĘŻENIA OPADÓW I ICH MODELE	55
4.1. Maksymalne opady fazowe	55
4.2. Weryfikacja maksimów opadów	60
4.3. Rekordy opadowe	63
4.3.1. Modele fizykalne opadów maksymalnych	66
4.3.2. Modele probabilistyczne opadów maksymalnych	68
4.3.3. Porównanie wartości opadów obliczonych modelami probabilistycznymi i fizykalnymi	73
Bibliografia	74
5. ESTYMACJA RADAROWEGO POLA OPADU NA POTRZEBY PROJEKTU PANDA	77
5.1. Sieć radarowa POLRAD	77
5.2. Radarowy pomiar opadu	78
5.3. Metodyka przetwarzania danych radarowych celem estymacji pola opadu na powierzchnię gruntu	80

5.4.	Kontrola jakości danych	80
5.5.	Generowanie produktów radarowych	81
5.6.	Generowanie map zbiorczych	82
5.7.	Generowanie plików dla projektu PANDa	82
5.8.	Kompletność danych	82
5.9.	Przykładowe radarowe mapy zbiorcze	83
5.10.	Podsumowanie	84
	Bibliografia	85
6.	WERYFIKACJA SYNOPTYCZNA	87
6.1.	Sytuacje synoptyczne sprzyjające powstaniu intensywnych opadów deszczu w Polsce	87
6.2.	Metodyka prowadzonej weryfikacji – wybór klasyfikacji typów opadów atmosferycznych	88
6.3.	Wyniki weryfikacji synoptycznej danych opadowych wraz z ogólną analizą stwierdzonych błędów	89
6.4.	Weryfikacja synoptyczna danych opadowych na przykładzie stacji we Wrocławiu – analiza stwierdzonych błędów	90
	Bibliografia	97
7.	ATLASY OPADOWE	99
7.1.	Przykłady atlasów opadowych	100
7.1.1.	Opracowania pionierskie	100
7.1.2.	Atlas opadowy KOSTRA	102
7.1.3.	NOAA Atlas 14	108
7.2.	Stan badań nad interpolacją przestrzenną natężeń deszczów miarodajnych w Polsce	112
7.3.	Metodyka opracowania atlasu opadowego PANDa	117
7.3.1.	Założenia podstawowe	117
7.3.2.	Związki pomiędzy wysokością opadów miarodajnych a parametrami zewnętrznymi	118
7.3.3.	Autokorelacja przestrzenna wysokości opadów miarodajnych	121
7.3.4.	Wykorzystanie danych radarowych do analizy przestrzennej maksymalnych opadów	123
7.3.5.	Rozszerzona analiza autokorelacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych	125
7.3.6.	Obliczanie rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych z zastosowaniem metod geostatystycznych	128
7.3.7.	Wdrożenie atlasu opadowego PANDa do praktyki inżynierskiej	133
	Bibliografia	135
8.	PODSUMOWANIE	139

STRESZCZENIE

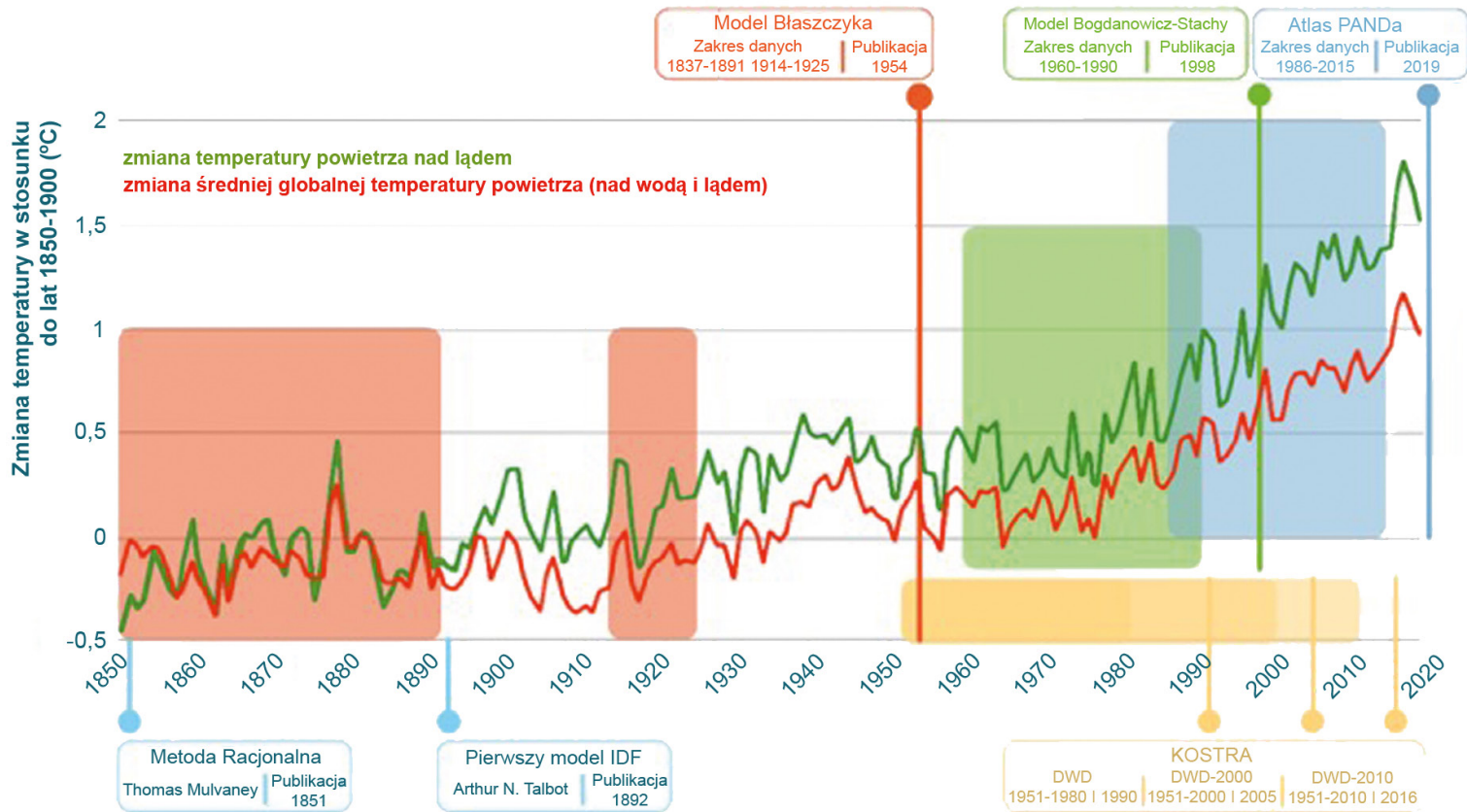
Szybki rozwój miast oraz szlaków komunikacyjnych w XIX wieku stały się bezpośrednim impulsem do budowy systemów odprowadzania wód opadowych i tworzenia warsztatu inżynierskiego projektowania kanalizacji deszczowych. Warsztat ten oparto na metodzie racjonalnej do obliczania maksymalnych spływów wód opadowych oraz prostych modelach opadowych typu IDF (ang. *intensity – duration – frequency*), wiążących natężenia maksymalne deszczów z czasami ich trwania i częstościami występowania. W Polsce najbardziej popularnym modelem opadowym pozostawał przez dziesięciolecia model opracowany przez Błaszczyka, opublikowany w 1954 r. i bazujący na obserwacjach opadów jedynie z obszaru Warszawy, głównie z okresu preindustrialnego (rys. 1). W niewielkim tylko stopniu model ten został, w praktyce wymiarowania kanalizacji deszczowych, zastąpiony przez charakterystyki projektowe opracowane na podstawie rejestracji z dwudziestu stacji opadowych, opublikowane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w 1998 roku. Dalsze stosowanie modelu Błaszczyka jako standardu wpływa na zmniejszenie bezpieczeństwa projektowanych i modernizowanych systemów odwodnienia w Polsce. Jest to nieuzasadnione ze względu na postęp w zakresie statystycznego opracowania danych opadowych oraz wdrożenie nowych automatycznych metod rejestracji opadów. Traktować go także należy jako nieaktualny w związku z obserwowanymi w ostatnich dekadach zmianami rozkładów w czasie i przestrzeni ilości opadów, wywołanymi globalnym ociepleniem klimatu. W Niemczech znaczenie tego zagadnienia zostało zauważone trzydzieści lat temu, a jego rozwiązaniem jest aktualizowany systematycznie ogólnokrajowy atlas opadów KOSTRA (niem. *KOordinierte STarkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen*). W Polsce standard ten został osiągnięty w ramach opracowania Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa).

W niniejszej monografii prezentowana jest metodyka opracowania atlasu opadowego PANDa, od początkowego etapu budowy cyfrowej bazy szeregów opadowych do końcowego etapu estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych. Po raz pierwszy w Polsce analiza opadów maksymalnych została przeprowadzona dla 30-letnich, aktualnych rejestracji opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej, pochodzących z sieci stu stacji na terenie całego kraju. Utworzona w tym celu cyfrowa baza szeregów opadowych składała się z 1229 lat rejestracji z deszczomierzy elektronicznych i 1771 lat zdigitalizowanych rejestracji pluwiograficznych. Szeregi czasowe zostały poddane weryfikacji pod kątem prawidłowości ich struktury czasowej, przy użyciu narzędzi badań multifrakalnych (analizy widmowej i analizy momentu śladu). Tak przygotowany materiał był podstawą do wyznaczenia maksymalnych fazowych wysokości opadów dla serii czasów trwania równych: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 min. Wyboru opadów maksymalnych dokonano dwiema metodami: metodą maksimów rocznych AMS (ang. *annual maximum series*) oraz metodą przewyższeń POT (ang. *peak over threshold*). Wydzielone maksymalne opady zostały zweryfikowane z wykorzystaniem niezależnych źródeł danych o opadach – wyników rejestracji z deszczomierzy dobowych i radarowych obserwacji opadów. W tym celu przeprowadzona została kompleksowa analiza wolumenów odbiciowości radarowej dostępnych z sieci POLRAD z wielolecia 2007–2015, w efekcie której wygenerowano szeregi czasowe produktów radarowych SRI (ang. *surface rainfall intensity*) oraz PAC (ang. *precipitation accumulation*), w rozdzielczości czasowej 10 min, dla lokalizacji odpowiadających stacjom opadowym w projekcie PANDa. Wykorzystując bazę archiwalnych zapisów synoptycznych, zweryfikowano także terminy wystąpienia wydzielonych opadów maksymalnych.

Wysokości opadów maksymalnych dla szesnastu czasów trwania, wydzielone metodą POT, były podstawą opracowania modeli fizykalnych typu IDF oraz modeli probabilistycznych opadów maksymalnych. Przeanalizowano możliwość stosowania różnych rozkładów prawdopodobieństwa do opisu rozkładów opadów maksymalnych, w tym m.in.: trójparametrycznego gamma (Pearsona typ III), Gumbela Max (Fishera-Tippetta typ I max), logarymiczno-normalnego, trójparametrycznego Weibulla (Fishera-Tippetta typ III min), uogólnionego logistycznego, uogólnionego Pareto, uogólnionego wartości ekstremalnych (GEV) oraz Wakeby. Ocenę dopasowania rozkładów teoretycznych przeprowadzono z użyciem testów: λ -Kołmogorowa, chi-kwadrat (χ^2) oraz Andersona-Darlinga. Na podstawie wyników testów statystycznych oraz dodatkowo przyjętego kryterium informacyjnego Akaike (*AIC*) wytypowano uogólniony rozkład Pareto – uznano go za optymalny do modelowania maksymalnych wysokości opadów na terenie całej Polski dla całego zakresu czasów trwania opadów od 5 do 4320 min.

Na koniec przeprowadzono estymację przestrzenną opadów miarodajnych na obszarze całej Polski z wykorzystaniem nowoczesnego warsztatu geostatystycznego. Stosując metodę maskowania wartości odstających, dla kombinacji szesnastu czasów trwania i trzydziestu kolejnych maksimów opadowych opracowano łącznie 480 semiwariogramów teoretycznych, opisujących autokorelację przestrzenną wysokości opadów miarodajnych w Polsce. Z ich użyciem przeprowadzono symulacje warunkowe rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych na obszarze Polski w siatce o rozdzielczości 5 km na 5 km. Zaimplementowano do tego algorytm bezpośredniej symulacji sekwencyjnej DSSIM (ang. *direct sequential simulation*). Dla każdej z kombinacji przeprowadzono przetwarzanie końcowe wyników stu niezależnych symulacji, obliczając wartości średniej oczekiwanej *EM* (ang. *E-type mean*), kwartyła dolnego (Q1) i kwartyła górnego (Q3). Wartości *EM* traktowano jako oszacowanie wysokości opadów miarodajnych, a wartości kwartyli za granice przedziałów ufności estymowanych wartości wysokości opadów miarodajnych. Do zbiorów wartości *EM*, Q1 i Q3 dokonano dopasowania uogólnionych rozkładów Pareto, uzyskując łącznie 12885 lokalnych modeli opadów maksymalnych, przypisanych konkretnym oczkom siatki o rozdzielczości 5 km na 5 km, obejmującej obszar całego kraju.

Końcowym efektem projektu PANDa jest pierwszy atlas opadów maksymalnych obejmujący swoim zasięgiem całą Polskę, dostosowany w pełni do wymogów praktyki projektowania i modelowania systemów odwodnienia. Odczytywane z atlasu wartości natężeń maksymalnych opadów, dla zadanych czasów trwania i częstości oraz dla dowolnej lokalizacji, nie są determinowane przez rejestracje z pojedynczego, najbliższego deszczomierza. Są efektem modelowania przestrzennego rozkładów opadów, uwzględniającego zarówno zasięg autokorelacji przestrzennej, jak i konfigurację (układ) będących w jej promieniu stacji pomiarowych i precyzję określania ich lokalizacji. Po raz pierwszy w Polsce atlas ma w pełni cyfrowy format, a odczytywane wartości opadów maksymalnych są opatrywane przedziałami ufności



Rys. 1. Okresy obserwacji opadów i lata publikacji, powstałych na ich bazie, modeli opadowych i atlasów opadowych stosowanych w praktyce wymiarowania systemów odwodnienia w Polsce i Niemczech, na tle globalnych zmian temperatur według danych z raportu Climate Change and Land opracowanego przez IPCC

[https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/08/4.-SPM_Approved_Microsite_FINAL.pdf]

1. WPROWADZENIE

Paweł Licznar / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wrocławska

Janusz Zaleski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Zmiany cywilizacyjne zachodzące w ostatnich dekadach w Polsce, których efektem jest szybki rozwój miast i przekształcanie przyległych do aglomeracji terenów rolniczych w obszary zabudowane, skutkują zaburzeniem naturalnego obiegu wody. Na coraz bardziej uszczelnionych obszarach zabudowanych dochodzi w trakcie intensywnych opadów do wzrostu objętości strumieni spływów powierzchniowych. Już dziś prowadzi to do licznych podtopień, czy też nawet lokalnych powodzi miejskich. Prognozy wskazują na dalsze pogarszanie się tej sytuacji z uwagi nie tylko na nasilającą się urbanizację, lecz także na obserwowane już i przewidywane w perspektywie najbliższych lat i dekad zmiany klimatyczne. Efektem tych zmian ma być coraz częstsze występowanie długich okresów suszy, po których pojawiać się będą intensywne opady, czego końcowym efektem ma być wzrost częstości występowania i skali zasięgu powodzi miejskich. Przytoczone argumenty potwierdzają konieczność intensyfikacji prac nad modernizacją miejskich systemów odwodnienia.

Kanalizacja deszczowa to niewątpliwie kluczowy element infrastruktury krytycznej miast. Współcześnie jej zadania nie ograniczają się tylko do szybkiego przechwytywania i odprowadzania strumienia wód opadowych do pobliskich odbiorników. Coraz więcej bowiem uwagi zwraca się na zdolności retencyjne systemów odwodnienia. Budowane w ramach sieci kanalizacji deszczowej zbiorniki retencyjne, mają na celu nie tylko spowolnienie odpływu wód opadowych, ale również odtworzenie retencji utraconej w wyniku uszczelnienia powierzchni naturalnych. Stąd też retencionowanie wody ma mieć charakter długoterminowy, a przechwytywana w zbiornikach woda opadowa powinna być traktowana jako zasób możliwy do wykorzystania przez mieszkańców miast. Warto podkreślić, że zmiany te znalazły już odzwierciedlenie w ustawodawstwie krajowym. Z chwilą wdrożenia nowego Prawa wodnego [Dz.U. 2017, poz. 1566] pojęcie „ścieków deszczowych” zostało zastąpione przez „wody opadowe”, a za ich odprowadzanie została ustalona opłata stała i zmienna. Preferowane są rozwiązania, w których poprzez zwiększanie retencji systemów odwodnienia obniża się nie tylko maksymalny strumień odpływu wód opadowych, ale także całkowitą objętość spływu. Równie ważne jest zarządzanie wodami opadowymi. W koncepcji inteligentnych miast (ang. *smart cities*) systemy odwodnienia i retencja mają być sterowane w sposób aktywny i dążący do optymalizacji ich wykorzystania. W Polsce podejmuje się już pierwsze kroki w celu budowy systemów zarządzania retencją i odpływem wód opadowych, podobnych do systemów sterowania w czasie rzeczywistym RTC (ang. *real time control*), funkcjonujących już w wybranych miastach Europy i świata.

Rosnąca rola systemów odwodnienia i konieczność odtwarzania retencji wód opadowych generują nowe wyzwania w zakresie modernizacji inżynierskiego warsztatu projektowania i modelowania. W projektowaniu i modelowaniu systemów odwodnienia pojawiły się całkiem nowe narzędzia i źródła danych. Coraz częściej wykorzystuje się specjalistyczne aplikacje komputerowe, bazujące na zasobach GIS. Obliczenia niezbędnej objętości retencji prowadzone są w sposób iteracyjny dla różnych modeli deszczów. Przy weryfikacji projektowanych i istniejących już systemów odwodnienia pomocne są komputerowe modele spływu wód opadowych. Bardzo dobrą ilustracją tempa i skali zachodzących zmian w tym obszarze w Polsce są aktualne zasady finansowania projektów inwestycyjnych służących adaptacji miejskich systemów odwodnienia do zmian klimatu. Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW)

zaleca opracowywanie i stosowanie w tych projektach zintegrowanych modeli komputerowych, łączących dwuwymiarowe modele spływu powierzchniowego z liniowymi modelami kanalizacji podziemnej i cieków powierzchniowych.

Wdrażanie zaawansowanych narzędzi obliczeniowych napotyka jednak na wyraźną barierę dostępu do źródła aktualnych i wiarygodnych danych opadowych. Całkowicie nieuzasadnione jest sięganie po kosztowne i zaawansowane narzędzia komputerowe do obliczania i modelowania systemów odwodnienia, jeśli na ich wejściu nie można podawać wiarygodnych wartości natężeń deszczów miarodajnych. Jak dotąd inżynierowie w Polsce nie mieli dostępu do takiego źródła danych. Przez blisko siedemdziesiąt lat warsztat obliczania kanalizacji deszczowych opierał się na formule Błaszczyka opracowanej dla Warszawy i zaleconej do stosowania w innych regionach Polski. Chociaż od tego czasu nie zaprzestano krajowych badań nad opadami nawalnymi, to nigdy nie miały one wysokiego priorytetu i były raczej ukierunkowane na potrzeby klasycznej hydrologii, takie jak choćby prognozowanie wezbrań powodziowych w małych zlewniach niekontrolowanych. Stąd też tworzone modele opadowe nie były adresowane bezpośrednio zagadnieniom projektowania i modelowania systemów odwodnienia.

W środowisku inżynierskim i eksperckim od blisko dwóch dekad podnoszono konieczność opracowania polskiego atlasu natężeń deszczów miarodajnych. Atlas ten miał być rozwiązaniem analogicznym do sprawdzonej w Niemczech koncepcji atlasu KOSTRA (niem. *KOordinierte STarkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen*). Podobne opinie pojawiały się także w gronie naukowców i praktyków skupionych wokół specjalistycznego portalu dedykowanego wodom opadowym w Polsce (www.retencja.pl). W efekcie w 2015 roku powstało przedsiębiorstwo typu startup – Retencjapl Sp. z o.o. Firma w porozumieniu z Instytutem Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowym Instytutem Badawczym (IMGW-PIB) wystąpiła do Narodowego Centrum Badań i Rozwoju (NCBiR) z wnioskiem o dofinansowanie projektu pt. *Opracowanie i wdrożenie Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa)*. Wniosek POIR.01.01.01-00-1428/15 został złożony 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*). Propozycja opracowania pierwszego w Polsce cyfrowego atlasu opadowego dla inżynierów spotkała się z pozytywną oceną ekspertów, a projekt PANDa został zakwalifikowany do finansowania w marcu 2016 roku.

Prezentowana publikacja zawiera szczegółowy opis metodyki zastosowanej przy opracowaniu *Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa)*. Nie umieszczono w niej pełnego katalogu opracowanych modeli opadów miarodajnych dla różnych lokalizacji w Polsce, ani też zestawu map z wartościami natężeń deszczów miarodajnych. Od samego początku projektu zakładano, że wartości te powinny być dostępne w formacie cyfrowym w Internecie. Strategia wdrożeniowa atlasu PANDa zakłada udostępnienie jego produktów, w postaci pakietu specjalistycznych narzędzi inżynierskich dedykowanych obliczaniu: objętości zbiorników retencyjnych, objętości systemów do rozsączania wód opadowych, przepustowości systemów do odprowadzania wód opadowych, a także wspomagających dobór systemów odwodnień liniowych, pompowni wód opadowych, separatorów substancji ropopochodnych z wód opadowych. Należy też pamiętać, że sam atlas PANDa, a więc katalog blisko 13 tys. lokalnych modeli opadowych, jest rezultatem (produktem) projektu, który zgodnie z zasadami finansowania NCBiR powinien podlegać komercjalizacji. W publikacji zamieszczono przykładowy fragment atlasu PANDa (dla obszaru jednego z największych miast w Polsce) wraz z wartościami natężeń deszczów miarodajnych (dostępne po zalogowaniu do aplikacji internetowej).

Nie mniej ważnym rezultatem projektu jest wypracowana i przetestowana w dużej skali (na sieci stu deszczomierzy i łącznie 3 tys. lat obserwacji) metodyka kompleksowego, cyfrowego przetwarzania danych opadowych – od etapu ich początkowej digitalizacji, poprzez wydzielenie maksimów opadowych, weryfikację wydziałonych maksimów, dobór optymalnych rozkładów statystycznych probabilistycznych modeli opadowych, po opracowanie opadów maksymalnych w całej Polsce przy użyciu metod geostatystycznych. Z uwagi na ograniczenia niniejszej publikacji, metodyka ta jest prezentowana w możliwie zwięzły sposób, z częstym odesłaniem do bardziej szczegółowej literatury. Warto ją jednak prześledzić, gdyż w znacznej mierze opiera się na całkiem nowych źródłach danych, narzędziach i technikach zastosowanych przy ich przetwarzaniu. Nie bez znaczenia pozostaje też logiczna wizja implementacji wspomnianych narzędzi, celem sprostania przez atlas współczesnym wymogom projektowania systemów odwodnienia. Liczymy, że praca ta będzie interesująca nie tylko dla naukowców, ale także dla praktyków. W przyszłości zapewne konieczna będzie aktualizacja atlasu opadowego PANDa. Warto zatem upowszechnić informacje o wykorzystywanych bazach danych i zastosowanym warsztacie, choćby po to, aby już teraz na forum naukowym rozmawiać o zauważonych słabościach i proponować możliwości ich usunięcia. W wielu miastach Polski funkcjonują gęste sieci deszczomierzy – metodyka zawarta w tej pracy może być inspiracją do próby jej wdrożenia w mniejszej, lokalnej skali przez instytucje i osoby eksploatujące miejskie sieci deszczomierzowe.

Niniejsza monografia jest pracą zbiorową. Powstanie atlasu PANDa było możliwe tylko dzięki współpracy szerokiego grona naukowców i specjalistów w zakresie wód opadowych. Najważniejszym naukowym partnerem projektu było IMGW-PIB, bez którego zaangażowania w zakresie zgromadzenia danych opadowych, a następnie weryfikacji maksymalnych wysokości opadów fazowych z użyciem rejestracji z sieci radarowej POLRAD oraz zapisów synoptycznych, nie byłoby możliwe przejście do etapu budowy modeli opadowych, a następnie estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych. Na różnych etapach projektu przy jego realizacji brali udział specjaliści z Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu i Politechniki Wrocławskiej. Z tego miejsca autorzy chcieliby podziękować wszystkim osobom, m.in. z Politechniki Warszawskiej, Politechniki Łódzkiej, Politechniki Krakowskiej, Politechniki Wrocławskiej, Szkoły Głównej Gospodarstwa Wiejskiego i Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, którzy brali czynny udział w organizowanych w trakcie projektu seminariach i dyskusjach naukowych.

Autorzy pragną także szczególnie podziękować recenzentowi pracy profesorowi Zbigniewowi Kundzewiczowi, którego uwagi pozwoliły na podniesienie poziomu merytorycznego niniejszej monografii.

Układ książki przedstawiono szczegółowo w spisie treści. Poniżej znajdują Państwo streszczenie najważniejszych rozdziałów:

- Rozdział 2. Omówiono w nim wymogi stawiane modelom opadowym stosowanym w projektowaniu i modelowaniu systemów odwodnienia. Uzasadniono konieczność powszechnego przejścia na nową generację modeli wysokości (natężeń) deszczów miarodajnych w Polsce, opartych na teoretycznych rozkładach prawdopodobieństwa, w miejsce formuł o uproszczonej fizycznej strukturze, takich jak na przykład wzór Błaszczyka. Przedstawiono w nich również zarys podejścia do estymacji parametrów rozkładów teoretycznych opadów maksymalnych i oceny jakości otrzymywanych modeli.
- Rozdział 3. Zaprezentowano w nim metodykę opracowania ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych w wysokiej rozdzielczości czasowej. Na szczególną uwagę zasługuje zastosowanie na dużą skalę

digitalizacji zapisów pluwiograficznych, połączone z implementacją narzędzi analiz multifrakalnych do weryfikacji struktury cyfrowych szeregów opadowych.

- Rozdział 4. W tej części omówiono proces wydzielenia maksymalnych wysokości opadów fazowych i konstruowania lokalnych modeli fizykalnych oraz probabilistycznych. Istotnym wyzwaniem tego etapu projektu PANDa była weryfikacja szeregów rozdzielczych maksimów fazowych opadów, do czego posłużyły niezależne źródła danych o opadach, takie jak dane radarowe i zapisy synoptyczne.
- Rozdział 5. Opis procesu kompleksowego przetworzenia archiwalnych danych radarowych.
- Rozdział 6. Opis procesu weryfikacji synoptycznej warunków występowania opadów maksymalnych.
- Rozdział 7. Zwieńczeniem prac badawczo-rozwojowych projektu PANDa było zamodelowanie zmienności przestrzennej wysokości opadów miarodajnych i ostateczne opracowanie atlasu opadowego. Najważniejszym elementem rozdziału 7 jest dyskusja nad pionierskim zastosowaniem symulacji geostatystycznych pozwalających na estymację nie tylko wysokości opadów miarodajnych w nieopomiarowanych lokalizacjach, ale także na oszacowanie przedziałów ufności tych wielkości. Rozwiązanie to jest nowatorskie, nawet w konfrontacji z współczesnymi atlasami opadowymi KOSTRA w Niemczech i NOAA w USA.
- Rozdział 8. Stanowi podsumowanie, w którym przedstawiono rekomendacje stosowania atlasu PANDa.

2. MODELE OPADOWE

Ewa Burszta-Adamiak / Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Paweł Licznar / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wroclawska

W rozdziale przedstawiono zagadnienia związane z inżynierią środowiska, w których wykorzystuje się modele opadowe. Omówiono współczesne wymagania stawiane modelom opadowym, które w ostatnich latach uległy ewolucji wskutek wdrożenia metod cyfrowych do projektowania i modelowania systemów odwodnienia oraz komputerowych systemów nadzorczych przy eksploatacji urządzeń technicznych kanalizacji deszczowej. Szczególną uwagę zwraca się na zastosowanie probabilistycznych modeli opadowych, co wynika z potrzeby określenia ryzyka zawodności pracy systemu odwodnieniowego – szczególnie w obszarach zurbanizowanych i przemysłowych charakteryzujących się wysoką wartością dóbr materialnych znajdujących się na nich i wysokimi stratami ekonomicznymi na wypadek wystąpienia powodzi miejskich. Ocenę stanu metodyki opracowywania modeli probabilistycznych opadów maksymalnych dla różnych skal czasowych przeprowadzono na podstawie studium literaturowego badań krajowych i zagranicznych. Aplikacyjnym celem tego przeglądu było wytypowanie zestawu teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa, potencjalnie możliwych do zastosowania w projekcie PANDa do modelowania rozkładów maksymalnych wysokości opadów o różnych czasach trwania. Ponadto przeanalizowano najczęściej wykorzystywane techniki estymacji parametrów teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa opadów maksymalnych oraz miary jakości dopasowania rozkładów teoretycznych do szeregów rozdzielczych opadów maksymalnych.

2.1. Zastosowania modeli opadowych

Modele opadowe, rozumiane jako związki funkcyjne między natężeniem (warstwą) deszczów miarodajnych a czasem ich trwania w zależności od prawdopodobieństwa ich występowania, określane są w literaturze fachowej modelami typu IDF (DDF) (ang. *intensity – duration – frequency, depth – duration – frequency*). Są one powszechnie wykorzystywane przy projektowaniu systemów odwodnienia. Idea powiązania intensywności opadów z czasem ich trwania i częstością występowania została zaproponowana po raz pierwszy przez Talbota [1892]. Początkowo rolę modeli opadowych pełniły, opracowywane dla konkretnych lokalizacji, proste zależności funkcyjne, wiążące maksymalne natężenia (warstwy) deszczów z czasem ich trwania i częstością (prawdopodobieństwem) ich występowania. Na etapie projektowania urządzeń do odprowadzania wód opadowych z terenu, były one źródłem informacji o maksymalnych wartościach natężeń (warstw) deszczów przy przyjętym poziomie częstości ich występowania i dla określonego czasu ich trwania, które uznawano dla danej lokalizacji za miarodajne do obliczania maksymalnego strumienia spływu wód opadowych lub też jego maksymalnej objętości. W Polsce modele te nazywane są modelami deszczów miarodajnych.

Modele deszczów miarodajnych pełniły i nadal pełnią kluczową rolę w tradycyjnym wymiarowaniu sieci kanalizacji deszczowych z zastosowaniem tzw. metod stacjonarnych. W metodach tych spływ powierzchniowy wód opadowych jest obliczany według zasad określonych przez Mulvaneya [1851] – jako iloczyn natężenia deszczu, powierzchni zlewni i współczynnika spływu, którego wartość jest uzależniona od lokalnych warunków terenowych. W metodzie racjonalnej retencja kanałowa jest pomijana w celu uproszczenia obliczeń (uwzględniana wyjątkowo poprzez wydłużenie czasu przepływu). Wyznaczona maksymalna

objętość spływu wód deszczowych determinuje dobór przekrojów kanałów oraz kubaturę projektowanych zbiorników retencyjnych [DWA-A 117 2014].

Informacje o natężeniach (wysokościach) deszczów miarodajnych są niezbędne na etapie modelowania hydrodynamicznego systemów odwodnienia, prowadzonego w celu oceny częstości nadpiętrzeń wód w kanałach w czasie trwania deszczów, weryfikacji poprawności rozwiązań inżynierskich nowych projektów kanalizacji deszczowych oraz wyboru optymalnych wariantów renowacji sieci [Schmitt 2000]. Z uwagi na występujące jeszcze braki w dostępie do lokalnych szeregów rejestracji opadów o wysokiej rozdzielczości czasowej oraz czasochłonność pojedynczych symulacji hydrodynamicznych, dąży się do ograniczenia ich liczby i są one zwykle przeprowadzane na podstawie opadów wzorcowych. Opady wzorcowe, zwane też opadami modelowymi lub hietogramami wzorcowymi, są sztucznymi scenariuszami (rozkładami w czasie) opadów. Sporządzenie opadu modelowego, względnie grupy modeli opadowych, oznacza przyjęcie określonego wzorca rozkładu lub grupy wzorców rozkładów w czasie opadów i ich implementację dla wysokości opadów miarodajnych wyznaczanych z lokalnego modelu opadowego dla założonych czasów trwania opadów wzorcowych i częstości ich występowania.

Modele opadowe znajdują coraz szersze zastosowanie w eksploatacji systemów odwodnienia do oceny niezawodności działania kanalizacji deszczowych. Lokalne, miejskie systemy monitoringu rejestrują hietogramy opadów (w tym opady ekstremalne) i wywoływane nimi stany wody w kanałach, wielkość nadpiętrzeń i wylania się wód z kanalizacji na powierzchnię terenu. Znajomość natężeń opadów prowadzących do przeciążeń hydraulicznych kanalizacji pozwala z użyciem modelu opadowego na określenie częstości (prawdopodobieństwa) ich występowania. Docelowo częstości te można skonfrontować z rekomendowanymi i dopuszczalnymi w normie kanalizacyjnej częstościami [PN-EN 752:2017].

Podsumowując można stwierdzić, że dysponowanie wiarygodnym modelem opadowym jest kluczowe dla bezpiecznego projektowania systemów odwodnienia oraz jest niezbędne dla ich racjonalnej eksploatacji.

2.2. Wymogi stawiane modelom opadowym

Modele opadowe powinny być wiarygodne, a co za tym idzie bazować na aktualnych, lokalnych danych opadowych, opracowanych z użyciem nowoczesnego warsztatu statystycznego. Jeszcze do niedawna za lokalny model opadowy uznawano model powstały na bazie rejestracji z pobliskiej stacji meteorologicznej. Standardową praktyką było opracowywanie statystyczne danych zarejestrowanych przez jeden deszczomierz. Powstały w ten sposób model był rekomendowany do stosowania na potrzeby hydrologii miejskiej, pomimo tego, że najczęściej dane pozyskiwane były spoza obszaru centrum miasta, np. z deszczomierza zlokalizowanego na przedmieściach lub na lotnisku. Zdarzało się przyjmowanie danych z deszczomierza z sąsiedniego miasta. Sąsiedztwo w takim przypadku nie było zdefiniowane w sposób ścisły, a pojęcie lokalnego charakteru modelu było rozmyte. Praktyka ta stoi w sprzeczności z coraz szerszą wiedzą o zróżnicowaniu lokalnych warunków opadowych na przestrzeni dużego miasta. Krajowe badania, przeprowadzone na sieci dwudziestu pięciu deszczomierzy w Warszawie, wykazały że struktura opadów zarejestrowanych na lotnisku Okęcie wyraźnie różniła się od struktur dla deszczomierzy zlokalizowanych w centrum miasta [Licznar i in. 2015].

Dostępność do lokalnych rejestracji opadów jest zazwyczaj ograniczona. Nawet w krajach bogatych, o długiej historii działania krajowych służb meteorologicznych, dostęp do zbiorów rejestracji opadów

w wysokiej rozdzielczości czasowej jest możliwy jedynie dla wybranych punktów, determinowanych przez ograniczoną gęstość sieci pomiarowej. Problem dostępności do danych o opadach dla obszarów pozbawionych deszczomierzy jest rozwiązywany przez opracowanie atlasów opadowych. Dobrymi przykładami takiego podejścia mogą być atlasy KOSTRA w Niemczech [Malitz, Ertel 2015] i NOAA w USA [Perica i in. 2018]. Dane w tych opracowaniach mają charakter ciągły, co oznacza, że można z nich odczytać wartości natężeń deszczów miarodajnych dla dowolnej lokalizacji odpowiadającej konkretnemu oczku (polu) regularnej siatki podziału całego większego obszaru (państwa lub pojedynczego stanu w USA). Każdemu oczku siatki jest przypisany konkretny model opadowy, który jest wynikiem opracowania statystycznego danych pochodzących nie z jednego deszczomierza, ale z sieci pobliskich deszczomierzy. Efektem tak zaawansowanego podejścia do tworzenia modeli opadowych jest zbiór modeli opadowych o ściśle określonym obszarze stosowalności, determinowanym poprzez obszar oczka siatki atlasu. Przykładowo w atlasie KOSTRA obszar taki to $66,83 \text{ km}^2$ – oczko prostokątne o wymiarach 8,15 km na 8,20 km [Malitz, Ertel 2015].

Niezależnie od podziału obszaru na niewielkie oczka regularnej siatki, twórcy nowej generacji modeli i atlasów opadowych uwzględniają fakt, że nawet w skali poniżej kilkudziesięciu, kilkunastu kilometrów kwadratowych obserwuje się zróżnicowanie przestrzenne opadów rejestrowanych w różnych punktach tego samego oczka siatki. Wskazują także na niepewność tworzonych modeli opadowych z uwagi na błędy pomiarowe deszczomierzy, niepewność w określaniu ich lokalizacji oraz założenia i uproszczenia stosowanego warsztatu statystycznego. Stąd też we współczesnych atlasach opadowych zawarte są nie tylko rekomendowane wartości maksymalnych natężeń (wysokości) opadów dla zdefiniowanych czasów trwania i częstości ich występowania, ale co istotne podawane są przedziały ich ufności. W atlasie NOAA dolne i górne kresy przedziału ufności wartości natężeń (wysokości) opadów miarodajnych odczytuje się bezpośrednio z tabel, niezależnie od ich częstości. W atlasie KOSTRA przyjmuje się przedziały ufności uzależnione od częstości wystąpienia deszczów C [Malitz, Ertel 2015].

Dla zagwarantowania wiarygodności modeli opadowych, przy ich opracowaniu konieczne jest oparcie się na pewnych zbiorach rejestracji pluwiograficznych z odpowiednio długiego okresu czasu. Zbiory te powinny pochodzić z sieci deszczomierzy spełniających standardy pomiarowe, np. standardy Światowej Organizacji Meteorologicznej [Oke 2006; WMO 2012], zainstalowanych w prawidłowych warunkach ich ekspozycji i znajdujących się pod profesjonalnym nadzorem eksploatacyjnym. W sposób oczywisty, z uwagi na analizowane czasy trwania opadów, powinny być to deszczomierze o wysokiej rozdzielczości rejestracji opadów, rzędu pojedynczych minut. Wymogi takie spełniały w latach poprzednich pluwiografy standardowo stosowane przez IMGW-PIB, zastąpione na początku tego stulecia przez elektroniczne deszczomierze korytkowe.

Trzeba także pamiętać, że maksima opadowe są parametrem klimatycznym, a zatem ich właściwe oszacowanie wymaga przeanalizowania możliwie długiego szeregu pomiarowego. W przypadku określania statystyk klimatycznych, WMO [2017] rekomenduje stosowanie minimum 30-letnich okresów rejestracji. Z uwagi na obserwowane zmiany klimatyczne zachodzące w ostatnich latach i dekadach, modele opadowe powinny być systematycznie aktualizowane. Wymaga to poszerzania istniejących już baz danych o najnowsze rejestracje opadów i ich cyklicznego przetwarzania z użyciem doskonałego równoległe warsztatu ich opracowania. Przykładem dobrej praktyki w tym zakresie może być atlas KOSTRA, którego pierwsza wersja powstała na bazie rejestracji z 30-lecia (lata 1951-1980), a najnowsza opublikowana wersja już na 60-letnim okresie obserwacyjnym opadów (lata 1951-2010).

Bardzo ważna jest metodyka opracowania danych. Na etapie wstępnym z szeregów czasowych rejestracji powinno się wydzielić maksima opadów, dla predefiniowanych czasów trwania, nazywane powszechnie maksimami fazowymi. Pojęcie faz deszczu jako okresów czasu (np. o długości 15, 30, 45, 60 min), w obrębie których zanotowano maksymalne wysokości opadów, zostało wprowadzone przez Kotowskiego i in. [2010]. Miało to zapewne na celu podkreślenie, że przedziały czasu (fazy) o maksymalnej wydajności opadów powinny być wyszukiwane w rejestracjach pluwiograficznych w sposób elastyczny. To znaczy, że początki i końce poszczególnych faz (przedziałów) nie muszą pokrywać się z początkami i końcami sztywnych okresów odczytów w tabelarycznych zestawieniach pluwiograficznych (wykonywanych np. dla pełnych godzin lub kolejnych okresów 15 min, zaczynając od pełnych godzin). Wyzdzielanie maksimów fazowych oznacza poszukiwanie okresów, o dowolnym momencie rozpoczęcia w odniesieniu do czasu zegarowego, w obrębie których obserwowana była maksymalna wydajność opadów. Kotowski i in. [2010] rekomendowali także wydzielenie maksimów metodą przewyższeń POT (ang. *peak over threshold*) w miejsce prostszej metody maksimów rocznych AMS (ang. *annual maximum*). W efekcie stosowania metody POT uzyskuje się zbiór wyższych wartości opadów maksymalnych. Przekłada się to na późniejsze bezpieczeństwo stosowania modeli opadowych w projektowaniu systemów odwodnienia. Szczegółową dyskusję różnic w stosowaniu metod AMS i POT przy opracowaniu statystycznym opadów maksymalnych na przykładzie historycznych modeli opadowych z Polski można znaleźć w publikacji Węglarczyka [2014]. Wskazana jest też weryfikacja wydzielanych maksimów fazowych opadów. Mogą do tego posłużyć inne niezależne źródła danych o opadach, względnie informacje o warunkach do występowania intensywnych opadów. W przypadku atlasu KOSTRA [Malitz, Ertel 2015] stosowano w tym celu sumy dobowe opadów rejestrowanych na deszczomierzach dobowych Hellmanna.

Historyczne modele opadów miarodajnych obejmowały zazwyczaj niewielki zakres czasów trwania. W Polsce dobrym przykładem jest model Błaszczyka [1954], który został opracowany na zbiorze obserwacji samych deszczów nawaalnych, a więc deszczów o krótkich czasach trwania, od około 10 min do 180 minut. Model ten spełniał wymogi projektowania kanalizacji deszczowych w latach 60. i 70. zeszłego stulecia. W ówczesnych systemach dążono do jak najszybszego odprowadzania wód deszczowych, a czasy ich spływu nie przekraczały 3 godzin. Obecnie podejście do systemów odwodnienia diametralnie się zmieniło. Mają one nie tylko jak najszybciej zbierać i odprowadzać wody opadowe do odbiornika (ang. *collect and drain*). Dąży się bowiem do rozwiązań opartych na retencji (nawet z opcją jej sterowania) i do wykorzystywania *in situ* wód opadowych jako alternatywnego zasobu wodnego. Celowe wydłużenie czasu odpływu w systemach odwodnienia, czy też specyfika napełniania zbiorników retencyjnych wód opadowych, powodują że inżynierowie muszą mieć dostęp do informacji o natężeniach deszczów miarodajnych o znacznie dłuższych czasach trwania. Nie może zatem dziwić, że na przykład z atlasu KOSTRA istnieje możliwość odczytu maksymalnych wysokości opadów dla czasów trwania od 5 do 4320 minut (3 dni). Opracowanie tej klasy modeli opadowych wymaga przeanalizowania całej hierarchii (faz) czasów trwania opadów. W Polsce, opierając się na metodyce atlasu KOSTRA [Malitz, Ertel 2015] oraz na wcześniejszych badaniach Bogdanowicz i Stachyego [1998], Kotowski i in. [2010] zaproponowali prowadzenie analiz dla szesnastu faz (czasów trwania) opadów równych: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut.

Drugim istotnym parametrem wejściowym modeli opadowych są częstotliwości (względnie powiązane z nimi prawdopodobieństwa) występowania deszczów miarodajnych. Winny one spełniać wymogi stawiane

w obrębie zadań projektowych i modelowych prowadzonych na systemach odwodnienia. Poziomy wymaganych, względnie rekomendowanych, częstości wynikają z zapisów norm, które są zalecane w projektowaniu i modelowaniu systemów odwodnienia.

Polska norma kanalizacyjna PN-EN 752 z 2008 r. (zharmonizowana z normą europejską) ograniczała dopuszczalną częstość wylewów z kanalizacji, czy też braku możliwości odbioru wód opadowych, do rzadkich częstości C ich występowania w dostosowaniu do czterech rodzajów zagospodarowania przestrzennego terenów zurbanizowanych (tab. 2.1). Do projektowania i wymiarowania nowych lub modernizowanych systemów kanalizacyjnych stara norma zalecała odpowiednio niższe częstości deszczu obliczeniowego: od raz na rok dla terenów wiejskich, do raz na 2, 5 lub 10 lat dla terenów miejskich (tab. 2.1), przy których nie mogą występować przeciążenia kanałów grawitacyjnych, np. ich działanie pod ciśnieniem.

Tabela 2.1. Kryteria projektowe deszczu obliczeniowego i dopuszczalnych wylewów z kanałów wg PN-EN 752:2008

Lp.	Rodzaj zagospodarowania terenu	Częstość deszczu C ¹⁾ (1 raz na C lat)	Częstość wylewów (1 raz na C lat)
1	Tereny wiejskie	1 na 1	1 na 10
2	Tereny mieszkaniowe	1 na 2	1 na 20
3	Centra miast, tereny usług i przemysłu	1 na 5	1 na 30
4	Podziemne obiekty komunikacyjne, przejścia i przejazdy pod ulicami, itp.	1 na 10	1 na 50

¹⁾ Dla projektowej częstości deszczu obliczeniowego C nie mogą wystąpić żadne przeciążenia systemów kanalizacyjnych.

Nowa wersja normy europejskiej PN-EN 752 z 2017 r., stopniowo wchodząca do praktyki inżynierskiej w Polsce, nie zmienia w zasadzie wymogów co do kryteriów projektowych deszczu do wymiarowania kanałów. Rekomenduje nadal przyjmowanie częstości C projektowych deszczu obliczeniowego, dla czterech charakterystycznych lokalizacji terenów zurbanizowanych (tab. 2.2), mieszczących się w zakresie od $C = 1$ rok do $C = 10$ lat. Jest to niemniej tylko rekomendacja, a „kryteria te mogą się znacznie różnić między krajami”. Powtarzane jest też zastrzeżenie (tab. 2.1 i 2.2), że dla wybranej częstości projektowej deszczu obliczeniowego C nie może wystąpić działanie kanałów pod ciśnieniem – z przeciążeniem.

Tabela 2.2. Przykładowe kryteria projektowe deszczu obliczeniowego do wymiarowania kanałów bez przeciążeń wg PN-EN 752:2017

Lp.	Lokalizacja terenu	Częstość C ¹⁾ deszczu obliczeniowego (1 raz na C lat)	Prawdopodobieństwo przekroczenia w roku (%)
1	Tereny wiejskie	1	100
2	Tereny mieszkaniowe	2	50
3	Centra miast, tereny usług i przemysłu	5	20
4	Kolej podziemna, przejścia podziemne	10	10

¹⁾ Dla wybranej częstości projektowej deszczu obliczeniowego C nie może wystąpić działanie kanałów pod ciśnieniem – z przeciążeniem.

Zasadniczą zmianą w PN-EN 752:2017 w odniesieniu do normy z 2008 r., są całkiem nowe zalecenia co do dopuszczalnej częstości wylewów z kanałów prowadzących do podtopień terenów zurbanizowanych. Proponuje się uzależnianie dopuszczalnej częstości od siedmiostopniowej skali wpływu zagrożenia na środowisko – dla przykładowo zdefiniowanych lokalizacji terenów (tab. 2.3). Kryteria zagrożeń wylewami są sformułowane nieostro, co nie zmienia faktu, że dla infrastruktury krytycznej rekomendowana jest częstość

C występowania wylewów równa 50 lat. Oznacza to, że przy próbach weryfikacji projektów systemów odwodnienia pod kątem spełniania tego kryterium inżynierowie będą musieli posiłkować się zapewne deszczami modelowymi o prawdopodobieństwie rzędu 2%.

Biorąc pod uwagę wcześniejsze uwagi dotyczące czasów trwania deszczów i rekomendacje w zakresie częstości deszczów w przypadku zadań związanych z projektowaniem systemów odwodnienia i ich modelowaniem pod kątem weryfikacji częstości napiętnień i wylewów wód opadowych (tab. 2.1-2.3), przy tworzeniu założeń projektu PANDa uznano, że opracowywany atlas powinien być docelowo źródłem informacji o natężeniach (wysokościach) opadów maksymalnych, miarodajnych dla czasów trwania do 5 do 4320 minut i o częstości występowania od $C = 1$ rok do $C = 100$ lat.

Tabela 2.3. Przykłady kryteriów projektowych dla zagrożeń wylewami z kanałów i podtopieniami terenów wg PN-EN 752:2017

Lp.	Wpływ zagrożenia	Przykładowe lokalizacje	Częstość $C^{*)}$ występowania wylewów (1 raz na C lat)	Prawdopodobieństwo przekroczenia w roku (%)
1	Bardzo mały	Drogi lub otwarte przestrzenie z dala od budynków	1	100
2	Mały	Tereny rolnicze (w zależności od wykorzystania, np. pastwiska, grunty orne)	2	50
3	Mały do średniego	Otwarte przestrzenie wykorzystane do celów publicznych	3	30
4	Średni	Drogi lub otwarte przestrzenie w pobliżu budynków	5	20
5	Średni do wysokiego	Zalania zamieszkałych budynków z wyłączeniem piwnic	10	10
6	Wysoki	Głębokie zalania zamieszkałych piwnic lub przejazdów pod ulicami	30	3
7	Bardzo wysoki	Infrastruktura krytyczna	50	2

^{*} Częstości występowania wylewów C powinny być podwyższone (prawdopodobieństwa zredukowane) wszędzie tam, gdzie wody powodziowe szybko się przemieszczają. Przy przebudowie istniejących systemów, gdy osiągnięcie tych samych kryteriów projektowych dla nowych systemów będzie pociągać za sobą wysokie koszty, można rozpatrywać niższe wartości C .

Bardzo ważnym zagadnieniem jest formalny opis matematyczny modelu maksymalnych opadów. W ostatnim czasie odchodzi się od stosowania modeli fizykalnych, czyli zależności matematycznych opisujących związek funkcyjny pomiędzy natężeniem deszczu a czasem jego trwania lub pomiędzy natężeniem deszczu a czasem trwania i częstością jego występowania. Do modeli tego typu zalicza się stosowany w Polsce model Błaszczyka [1954]. Współczesne modele opadowe to modele probabilistyczne, będące rozkładami statystycznymi dopasowanymi do szeregów rozdzielczych wydzielonych empirycznie maksimów fazowych opadów. Modele probabilistyczne były wykorzystywane przy opracowaniu atlasów KOSTRA i NOAA. Pozorną wadą stosowania modeli probabilistycznych jest ich złożony zapis formalny. Nie jest to jednak przeszkodą w stosowaniu wspomnianych atlasów, gdyż inżynierom udostępnia się nie same modele, ale obliczone na ich bazie wartości natężeń deszczów miarodajnych, w postaci np. zestawień tabelarycznych i graficznych dostępnych w formie elektronicznej. Bardzo dobrym przykładem jest w tym zakresie atlas NOAA, z którego wartości powyższe można odczytać bezpośrednio z przeglądarki internetowej pod adresem: <https://hdsc.nws.noaa.gov/hdsc/pfds/>. Uwzględniając doświadczenia zagraniczne, przyjęto analogiczną metodykę tworzenia modeli opadowych w atlasie PANDa oraz formę cyfrowego ich udostępniania poprzez aplikację internetową.

2.3. Probabilistyczne modele opadowe

Ochrona przeciwpowodziowa, projektowanie obiektów hydrotechnicznych, systemów kanalizacji deszczowej, urządzeń odprowadzających lub retencjonujących wody opadowe oraz zarządzanie zasobami wodnymi w zlewniach to tylko niektóre z zadań, które wymagają wiedzy o wysokościach maksymalnych opadów o zadanym prawdopodobieństwie wystąpienia. Jednak w wielu przypadkach interesująca nas częstość występowania opadów przekracza okres ich lokalnych obserwacji w naturze. Stąd w praktyce inżynierskiej w celu oszacowania maksymalnych opadów miarodajnych wykorzystuje się analizy statystyczne, których fundamentem jest dobór teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa występowania opadów maksymalnych do empirycznych (historycznych) szeregów rozdzielczych ich wysokości maksymalnych wydzielonych uprzednio z dostępnych lokalnie szeregów rejestracyjnych opadów. Poszukiwanie optymalnych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa jest bardzo pracochłonne. W pierwszej kolejności testuje się wybrane teoretyczne rozkłady, estymując ich parametry, a następnie sprawdza się zgodność wartości wyliczanych przez model z wartościami empirycznymi.

Przyjmuje się, że to Fuller w 1914 r. dokonał pionierskiej aplikacji rozkładów wartości ekstremalnych w obszarze hydrologii do modelowania przepływów powodziowych [Kotz, Nadarajah 2000; Nadarajah, Choi 2007]. W późniejszych dekadach, od lat 20. do 40. zeszłego stulecia, Fréchet, Fisher, Tippet, Gnedenko oraz Gumbel wprowadzili nowe typy rozkładów i wykazali aplikacyjny potencjał metod statystycznych do opisu zjawisk ekstremalnych w hydrologii [Koutsoyiannis 2004]. Od tego czasu modele probabilistyczne są wykorzystywane do predykcji ekstremalnych opadów z uwzględnieniem prawdopodobieństwa ich występowania.

W literaturze przedmiotu można spotkać liczne prace poświęcone opracowaniu probabilistycznych modeli opadowych opartych na wielu typach teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa. Do najczęściej testowanych w badaniach można zaliczyć: rozkład Fishera-Tippetta typ I_{max} (Gumbela Max), rozkład Fishera-Tippetta typ III_{min} (Weibulla), rozkład logarytmiczno-normalny, rozkład Pearsona typ III (gamma), Fishera – Tipteta typ II (Frecheta), uogólniony rozkład Pareto oraz uogólniony rozkład wartości ekstremalnych (GEV), który został wprowadzony przez Jenkinsona [1955] jako połączenie trzech rozkładów Fishera-Tippetta. Próby wyboru rozkładu prawdopodobieństwa, opisującego w najlepszy sposób maksymalne opady występujące w danej lokalizacji, zostały podjęte przez wielu autorów zarówno w Polsce, jak i na świecie.

Na uwagę zasługują badania z ostatnich lat, przeprowadzone na globalnej bazie danych opadowych. Papalexiou i in. [2013] podzielili testowane rozkłady na te, które mają ciężkie (grube) i lekkie ogony. Korzystając z bazy NOAA-NCDC (National Oceanic and Atmospheric Administration-National Climatic Data), zawierającej dane o dobowych opadach z ponad 15 tysięcy lokalizacji z całego świata (okres obserwacji od 50 do 172 lat), autorzy ci doszli do wniosku, że do opisu rozkładów obserwowanych maksymalnych opadów najlepiej sprawdzają się rozkłady Pareto i logarytmiczno-normalny. Papalexiou i in. [2013] podkreślali, że rozkłady te mają możliwość uwzględnienia większych opadów, które w rzeczywistości zwiększają ryzyko zawodności działania systemów odwodnieniowych. Wykorzystując tę samą bazę danych NOAA-NCDC, zawężoną do 1714 szeregów rejestracji dobowych o długości przekraczającej 100 lat, Langousis i in. [2016] przeprowadzili szczegółowe studia nad modelowaniem maksymalnych opadów dobowych z wykorzystaniem metody przewyższeń i uogólnionych rozkładów Pareto.

Większość z badań nad modelowaniem maksymalnych opadów z użyciem rozkładów teoretycznych dotyczy dobowych lub ponad dobowych skal czasowych. Tematyka dotycząca przebiegu opadów w obrębie skal rzędu minut lub nawet godzin jest znacznie słabiej rozpoznana, co wynika głównie z niedostatku danych o opadach rejestrowanych w wysokiej rozdzielczości. Zwiększenie rozdzielczości czasowej analiz i koncentracja uwagi na analizie subdobowych skal czasowych jest jednak warunkiem niezbędnym do rozwoju warsztatu przydatnego w praktyce do tworzenia probabilistycznych modeli opadowych dedykowanych inżynierom środowiska. Zdecydowanie mniej liczne publikacje na temat modelowania opadów o subdobowej rozdzielczości, są najczęściej wynikiem badań prowadzonych w krajach o dobrze rozwiniętej sieci pomiarowej. Przykładowo Dan'azumi i in. [2010] analizowali ciągi godzinowe opadów rejestrowanych na dwunastu stacjach położonych na półwyspie Malajskim o długości serii od 10 do 22 lat. Badania wykazały, że wszystkie trzy analizowane rozkłady (uogólniony Pareto, wykładniczy i gamma) poprawnie opisywały szeregi pomiarowe, ale w zaleceniach do stosowania przez autorów został wskazany uogólniony rozkład Pareto, gdyż dla niego otrzymywano lepsze wyniki testów zgodności Kołmogorowa-Smirnowa, Andersona-Darlinga i chi-kwadrat. Fusek i in. [2016] wykazali możliwość modelowania maksymalnych opadów fazowych o czasach trwania w zakresie od 5 do 360 minut z użyciem uogólnionego rozkładu Pareto, analizując dane o wysokiej rozdzielczości czasowej (jednominutowe szeregi rejestracyjne) z sześciu deszczomierzy zainstalowanych w Czechach.

Odnosząc się do tworzenia probabilistycznych modeli opadowych opartych na różnego typu teoretycznych rozkładach prawdopodobieństwa, obejmujących krótkie czasy trwania (do 5 minut włącznie), nie można pominąć cytowanych już atlasów opadowych – NOAA Atlas 14 w USA [Perica i in. 2018] i KOSTRA w Niemczech [Malitz, Ertel 2015]. W opracowaniach tych zagadnienie doboru teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa było dodatkowo utrudnione poprzez konieczność estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych także na obszarach (w oczkach siatki interpolacyjnej) pozbawionych deszczomierzy. Problem ten będzie omówiony w rozdziale 7 poświęconym estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych w atlasie PANDA.

W Polsce badania nad wyznaczeniem rozkładów prawdopodobieństwa dla opadów maksymalnych były prowadzone przez kilka zespołów badawczych. Podobnie jak w przypadku badań światowych, dominują komunikaty dotyczące ponaddobowych, względnie godzinowych, skal czasowych. Przykładowo własności losowe maksymalnych rocznych dobowych sum opadów zostały odwzorowane przez Krężałek i in. [2013] przy użyciu czterech typów rozkładów prawdopodobieństwa, tj. Weibulla, log-gamma, gamma i log-normalnego. Podstawą analiz były wieloletnie szeregi opadowe z wielolecia 1966-2010, zarejestrowane na stacjach meteorologicznych i na posterunkach opadowych: IMGW-PIB, Instytutu Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowego Instytutu Badawczego (IUNG-PIB), Instytutu Technologiczno-Przyrodniczego w Falentach (ITP). Dla większości analizowanych lokalizacji najbardziej adekwatnymi rozkładami prawdopodobieństwa do opisu maksymalnych rocznych sum dobowych opadu były rozkłady Weibulla i log-gamma. Rozkład Weibulla okazał się najlepszy w przypadku prób losowych o niedużej zmienności opadów maksymalnych. Występowanie w próbie wartości opadów odstających, powodowało najlepsze dopasowanie rozkładu log-gamma, co jednak skutkowało gwałtownym zwiększeniem ekstrapolowanych wartości opadów w strefie małych prawdopodobieństw.

Zmienność czasową najwyższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w polskich Karpatach Zachodnich, na podstawie danych z sześciu stacji z lat 1951-2005, badali Cebulska i Twardosz [2012]. Dla maksymalnych miesięcznych sum opadów wyznaczono wielkości kwantyli pięciu rozkładów

teoretycznych, tj. normalnego, logarytmiczno-normalnego, Gumbela, Weibulla oraz gamma. We wszystkich rozpatrywanych seriach najlepsze dopasowanie uzyskano w odniesieniu do rozkładu Gumbela. Podobne prawidłowości stwierdzono w innych badaniach Twardosza [2005], gdzie wyboru optymalnego modelu rozkładu teoretycznego prawdopodobieństwa dokonano przez testowanie zgodności serii empirycznych maksymalnych opadów z trzema rozkładami teoretycznymi: Gumbela, Pearsona typ III i Weibulla. Spośród rozpatrywanych modeli ponownie dwuparametrowy rozkład Gumbela okazał się najlepszy. Co warto podkreślić, badania te przeprowadzono dla unikalnego co do swojej długości ciągu (lata 1886-2002) pomiarów pluwiograficznych z uniwersyteckiej stacji klimatologicznej Obserwatorium Astronomicznego w Krakowie.

Cebulska [2015] najlepsze dopasowanie do empirycznego rozkładu maksymalnych opadów dobowych, zarejestrowanych na trzech stacjach pomiarowych położonych w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej w latach 1984-2013 (30 lat), otrzymała używając rozkładu logarytmiczno-normalnego w Szaflarach oraz w Chyżnem, a w Ratułowie – rozkładu Weibulla.

Suligowski [2013] do opisu dobowych i godzinowych serii pomiarowych opadów z lat 1961-2006, pochodzących z dwudziestu trzech punktów pomiarowych zlokalizowanych na Wyżynie Kieleckiej i w bezpośrednim jej sąsiedztwie, zastosował: rozkład logarytmiczno-normalny, Frecheta, Weibulla max, rozkład uogólniony wartości maksymalnych oraz Pearsona typ III. Rozkład uogólnionych wartości maksymalnych okazał się najlepszy dla opisu reguł powtarzalności sum dobowych, a rozkład Weibulla – dla wysokości opadów godzinowych.

Wdowikowski i Kaźmierczak [2015] przeprowadzili analogiczne badania dla szeregów opadowych z 50-lecia (1961-2010), o rozdzielczości godzinowej i dobowej, zarejestrowanych na stacjach zlokalizowanych na terenie zlewni Kaczawy. Spośród pięciu analizowanych rozkładów jako najlepsze do opisu opadów maksymalnych o czasach trwania od 1 godziny do 1 doby uznane zostały: rozkłady Gumbella, Weibulla i uogólniony wykładniczy, ze względu na kryterium Schwarza (BIC) oraz rozkład Weibulla z uwagi na względny średniokwadratowy błąd resztkowy (RRMSE). Wdowikowski i in. [2017] przeprowadzili też badania dla dobowych wysokości opadów z okresu 50-lecia (1961-2010) w dorzeczu Górnej i Środkowej Odry. Przetestowali przy tym dziewięć rozkładów prawdopodobieństwa pod kątem ich aplikacji do opisu wydzielonych opadów maksymalnych. Spośród testowanych rozkładów dla całego obszaru dorzecza rekomendowali rozkład gamma (o trzech parametrach) oraz rozkłady: Fischera-Tippeta typ III (Weibulla), uogólniony wykładniczy i logarytmiczno-normalny do modelowania maksymalnych opadów zarejestrowanych w poszczególnych lokalizacjach.

Praktyczne modelowanie maksymalnych opadów o krótkich czasach trwania, z użyciem rozkładów statystycznych dla całych zbiorów rejestracji z wielu deszczomierzy, zrealizowane zostało przy tworzeniu *Atlasu hydrologicznego Polski* [Cebulak i in. 1987], modelu Bogdanowicz i Stachyego [1998] oraz modelu Suligowskiego [2004]. Opracowania te ze względu na swój ogólnopolski charakter są przedmiotem bardziej szczegółowej dyskusji w rozdziale 7 poświęconym estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych. Niemniej, w przypadku przywołanych publikacji, studia nad dopasowaniem rozkładów teoretycznych do empirycznie obserwowanych szeregów rozdzielczych maksymalnych opadów nie były ich głównym celem.

Problematyka metodologii opracowania modeli probabilistycznych opadów maksymalnych, w formie stosowanych w inżynierii środowiska zależności typu DDF, stała się w ostatniej dekadzie przedmiotem studiów zespołu badawczego z Politechniki Wrocławskiej. Kotowski i in. [2010] podjęli próby dopasowania teoretycznych funkcji rozkładu prawdopodobieństwa do szeregów rozdzielczych maksymalnych wysokości opadów wydzielonych z 50-letniego okresu obserwacji (lata 1960-2009), dla szesnastu analizowanych czasów trwania

(faz) deszczów w zakresie od 5 do 4320 minut. Do testowania wykorzystali początkowo cztery rozkłady prawdopodobieństwa: Fishera-Tippetta typ I_{max}, Fishera-Tippetta typ III_{min}, logarymiczno-normalny oraz Pearsona typ III. Dalszej, szczegółowej analizie (po uprzednim zastosowaniu kryteriów wyboru modeli) poddali dwa z nich, tj. Fishera-Tippetta typ III_{min} oraz Pearsona typ III. W analizie porównawczej obu modeli probabilistycznych z danymi pomiarowymi, badacze uznali model oparty na rozkładzie Fishera-Tippetta typ III_{min} za najlepszy do prognozowania maksymalnych opadów dla stacji Wrocław-Strachowice. Wyniki powyższe były też przedmiotem artykułu opublikowanego w czasopiśmie Journal of Hydrology [Kotowski, Kaźmierczak 2013]. Dwa lata później, kontynuując badania z wykorzystaniem tego samego materiału obserwacyjnego ze stacji Wrocław-Swojec, Kaźmierczak i Kotowski [2015] wykazali możliwość stosowania do modelowania maksymalnych wysokości opadów o czasach trwania w zakresie od 5 do 4320 minut także uogólnionego rozkładu wykładniczego GED (ang. *generalized exponential distribution*) o trzech parametrach.

Z przeprowadzonego przeglądu wynika, że większość studiów krajowych i światowych najczęściej sprostawała się do wzajemnego porównania możliwości dopasowania do szeregów rozdzielczych maksymalnych opadów kilku, zazwyczaj od dwóch do czterech, wytypowanych rozkładów teoretycznych. W niektórych pracach dokonano wyboru rozkładu najlepiej dopasowanego do danych empirycznych, spośród większej liczby dystrybuant prawdopodobieństwa analizowanych dla tej samej serii pomiarowej. Niezależnie od tego, wyniki badań różnych autorów dowodzą, że trudno jest ustalić jeden typ rozkładu rekomendowany do uniwersalnego stosowania dla wszystkich lokalizacji i dla dowolnych skal czasowych. Rysuje się też potrzeba prowadzenia badań nad stosowalnością różnych rozkładów teoretycznych do modelowania opadów maksymalnych na podstawie długich ciągów obserwacyjnych, a jednocześnie dla dużych zbiorów stacji, aby móc uwzględnić zróżnicowany czasowo i przestrzennie charakter opadów. Potrzeba ta dotyczy zwłaszcza opadów maksymalnych o krótkich czasach trwania, gdyż ta domena pozostaje najslabiej rozpoznana, a wiedza w tym obszarze znajduje bezpośrednie przełożenie przy tworzeniu modeli opadowych lub nawet całych atlasów opadowych potrzebnych do projektowania i modelowania systemów odwodnienia. Wychodząc z takich właśnie praktycznych przesłanek, podjęto w projekcie PANDa próbę wskazania teoretycznego rozkładu prawdopodobieństwa optymalnego do opisu empirycznych wysokości opadów maksymalnych o różnych czasach trwania w przedziale od 5 do 4320 minut. Uznano za celowe rozszerzenie prac zapoczątkowanych w tym ważnym dla inżynierii środowiska obszarze przez Kotowskiego i in. [2010] poprzez zwiększenie zarówno ich skali przestrzennej – analiza dla ogólnopolskiej sieci stu deszczomierzy – jak i zakresu poprzez rozszerzenie testowanej grupy rozkładów. Wykorzystano klasyczny warsztat estymacji parametrów rozkładów i oceny jakości ich dopasowania do szeregów rozdzielczych, uprzednio wydzielonych i zweryfikowanych, maksimów opadów o czasach trwania od 5 do 4320 minut.

2.4. Metody estymacji parametrów przyjętego rozkładu prawdopodobieństwa

Podstawą estymacji parametrów rozkładu prawdopodobieństwa jest próba losowa $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$. Na jej podstawie można opracować empiryczny obraz rzeczywistej funkcji rozkładu w postaci dystrybuanty empirycznej $F(x)$ lub empirycznej funkcji prawdopodobieństwa przewyższenia $p(x)$. Przebiegi tych funkcji mogą dostarczyć wskazówek co do wyboru typu rozkładu teoretycznego mogącego prawidłowo opisywać badaną populację. W następnym kroku analiz konieczna jest estymacja parametrów przyjętego rozkładu teoretycznego.

Najstarszą metodą estymacji parametrów przyjętej funkcji rozkładu jest metoda momentów (ang. *method of moments*). Metoda ta opiera się na założeniu, że moment teoretyczny jest równy swojemu odpowiednikowi z próby, tj. momentowi empirycznemu. Jeśli rozważania te uprościmy do przypadku rozkładu o tylko dwóch parametrach, to wówczas zastosowanie metody momentów polega na sformułowaniu układu dwóch równań dla dwóch pierwszych momentów statystycznych [Węglarczyk 2010]:

$$\begin{cases} E(X; g_1, g_2) = \bar{x} \\ \text{var}(X; g_1, g_2) = s^2 \end{cases} \quad (2.1)$$

W przypadku większej liczby parametrów rozkładów zachodzi konieczność sformułowania dodatkowych równań dla kolejnych momentów statystycznych. Estymatory metody momentów wybranych dwu- i trójparametrowych rozkładów prawdopodobieństwa można znaleźć w publikacji Węglarczyka [2010].

Oczywistą niedogodnością stosowania metody momentów do estymacji parametrów danego rozkładu prawdopodobieństwa jest fakt, że wraz z rzędem momentu rośnie jego czułość na wysokie wartości w próbie znacznie odstające od pozostałych. Powoduje to, że udział takich wartości w wielkości obliczonego momentu, zwłaszcza wyższego rzędu, może być znaczący pomimo nawet dużej liczebności próby. W efekcie tego, metoda momentów może wyznaczać estymatory niskiej jakości, szczególnie dla rozkładów prawdopodobieństwa z trzema lub większą ilością parametrów [Beskow i in. 2015].

Bardziej skomplikowaną w stosunku do metody momentów jest metoda największej wiarygodności (ang. *maximum likelihood method*). Metoda została rozpropagowana przez Fishera [1922]. Pozwala ona uzyskiwać estymatory o najmniejszej wariancji, jeśli były opracowane na podstawie prób o dużej liczebności [Mitosek 2003, 2009; Twardosz 2005]. Opiera się przy tym na intuicyjnie jasnym postulatcie przyjęcia za prawdziwe takich wartości parametrów rozkładu prawdopodobieństwa zmiennej losowej, które maksymalizują funkcję wiarygodności realizacji konkretnej próby. Innymi słowy, metoda ta polega na znalezieniu takich wartości parametrów rozkładu, przy których funkcja wiarygodności L lub jej logarytm osiągają wartości największe [Kaczmarek 1970; Coles 2001]. Im większa wiarygodność, tym lepsze dopasowanie modelu do danych. Funkcja wiarygodności L jest iloczynem wartości funkcji gęstości prawdopodobieństwa dla każdej obserwacji x_i przy danym modelu i jego parametrach [Twardosz 2005; Muciek 2012]:

$$L = \prod_{i=1}^n f(x_i; p) \quad (2.2)$$

gdzie: $f(x_i; p)$ – funkcja gęstości prawdopodobieństwa, p – wektor parametrów rozkładu, n – liczba obserwacji.

Powszechność stosowania metody największej wiarygodności wynika z możliwości jej implementacji dla małych próbek, dla zmiennych losowych mających zasadniczo dowolny rozkład prawdopodobieństwa [Nowak 2002]. Dodatkowo wpływ na popularność jej stosowania ma fakt, że estymatory znalezione metodą największej wiarygodności charakteryzują się wieloma zaletami, wśród których można wymienić to, że są zgodne, asymptotycznie nieobciążone, asymptotycznie najefektywniejsze i można je stosować do prób niezależnych (nieprostych) [Węglarczyk 2010]. Formuły pozwalające na wyznaczenie metodą największej wiarygodności estymatorów nieznanymi parametrów często stosowanych rozkładów, takich jak np.: Pareto, gamma, Weibulla, log-normalnego i uogólnionego Pareto, można znaleźć w publikacji Jakubowskiego [2011].

Do estymacji parametrów rozkładu prawdopodobieństwa może być też stosowana metoda momentów liniowych (ang. *L-moments method*) wprowadzona przez Hoskinga [1990]. Metoda ta zyskuje na popularności, gdyż pozwala na wyznaczenie parametrów o podobnej jakości estymacji, jak w metodzie największej wiarygodności, będąc często bardziej dokładną dla populacji z małą ilością prób [Beskow i in. 2015; Parida 1999].

Zasadą estymacji parametrów rozkładu prawdopodobieństwa w metodzie momentów liniowych, przez analogię do klasycznej metody momentów, pozostaje to, że moment teoretyczny jest równy swojemu odpowiednikowi z próby, tj. momentowi empirycznemu. Niemniej w metodzie momentów liniowych wszystkie momenty zależą od wartości z próby w pierwszej potęgce, przez co wraz z rzędem momentu nie zwiększa się jego czułość na wartości w próbie znacznie odstające od pozostałych. Stąd estymatory są prawie nieobciążone (w średnich i dużych próbach) oraz są odporne na wartości odstające w próbie.

W metodzie momentów liniowych zakłada się, że kształt większości rozkładów ciągłych może być dostatecznie określony poprzez pierwsze cztery momenty. Jeśli analizuje się uporządkowaną rosnąco n -elementową próbę losową od wartości minimalnej $X_{(1:n)}$ do wartości maksymalnej $X_{(n:n)}$, a przez $X_{(i:n)}$ oznaczona zostanie i -ta statystykę porządkowa, a więc zmienna losowa, która przyjmuje i -tą największą wartość w n -elementowej próbie, to cztery pierwsze momenty liniowe są definiowane i interpretowane, jak poniżej [Węglarczyk 2010]:

- pierwszy moment to wartość oczekiwana:

$$\lambda_1 = E[X] \quad (2.3)$$

- drugi moment to oczekiwana różnica pomiędzy dwoma dowolnie wybranymi kolejnymi elementami uporządkowanej rosnąco próby losowej. Z uwagi na to, drugi moment jest zawsze nieujemny i jest traktowany jako miara zmienności zmiennej losowej X :

$$\lambda_2 = \frac{1}{2}E[X_{(2:2)} - X_{(1:2)}] \quad (2.4)$$

- trzeci moment jest obliczany na podstawie wszystkich trójek kolejnych elementów uporządkowanej rosnąco próby losowej i jest on utożsamiany z miarą skośności (asymetrii) rozkładu:

$$\lambda_3 = \frac{1}{3}E[X_{(3:3)} - 2X_{(2:3)} + X_{(1:3)}] \quad (2.5)$$

- czwarty moment jest miarą spłaszczenia rozkładu i jego określenie wymaga uwzględnienia czteroelementowych rosnących podciągów próby losowej:

$$\lambda_4 = \frac{1}{4}E[X_{(4:4)} - 3X_{(3:4)} + 3X_{(2:4)} - X_{(1:4)}] \quad (2.6.)$$

Zamiast momentów λ_2 , λ_3 i λ_4 stosuje się często wskaźniki bezwymiarowe będące stosunkami czterech powyższych momentów liniowych [Węglarczyk 2010]:

- liniowy współczynnik zmienności τ :

$$\tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (2.7)$$

- liniowy współczynnik L-skośności (ang. *L-Skewness*):

$$\tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (2.8)$$

- L-kurtozę (ang. *L-Kurtosis*):

$$\tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \quad (2.9)$$

Zdefiniowane powyżej wartości L-skośności τ_3 i L-kurtozy τ_4 są przydatne do sporządzania diagramu L-momentów. Hosking [1990] oraz Bobee i in. [1993] postulowali stosowanie diagramu L-momentów jako alternatywy wobec klasycznego diagramu stosunku momentów, wprowadzonego znacznie wcześniej przez Craiga [1936] i modyfikowanego przez wielu innych autorów, w tym przede wszystkim przez Johnsona i in. [1994]. Jest to uzasadnione zwłaszcza w przypadku często spotykanych w hydrologii krótkich serii pomiarowych, kiedy to obliczenia wyższych momentów są mocno obciążone błędem [Sankarasubramanian, Srinivasan 1999]. Diagram L-momentów to płaszczyzna z zaznaczonymi punktami, których odcięte odpowiadają wartościom L-skośności, a rzędne wartościom L-kurtozy. Analiza układu tak naniesionych punktów dla badanych zbiorów pomiarowych pozwala na wskazanie optymalnych rozkładów je opisujących, gdyż na diagramie L-momentów każdy rozkład teoretyczny zajmuje określoną domenę, która może być punktem, linią lub obszarem w zależności od liczby uwzględnianych parametrów kształtu.

Momenty liniowe zdefiniowane wzorami (2.3-2.6) można powiązać z parametrami funkcji rozkładu badanej zmiennej losowej X o dystrybucji $F(x)$ z użyciem równania [Węglarczyk 2010]:

$$E[X_{i:n}] = \frac{n!}{(i-1)!(n-i)!} \int_0^1 x(F) \cdot F^{i-1} (1-F)^{n-i} dF \quad (2.10)$$

Zestawienie wartości momentów liniowych i ich funkcji dla wybranych rozkładów prawdopodobieństwa można znaleźć w publikacjach Mitoska [2003] i Węglarczyka [2010]. Natomiast estymatory momentów liniowych mają postać opisaną poniższymi wzorami [Węglarczyk 2010]:

$$\hat{\lambda}_1 = b_0 \quad (2.11)$$

$$\hat{\lambda}_2 = 2b_1 - b_0, \quad (2.12)$$

$$\hat{\lambda}_3 = 6b_2 - 6b_1 - b_0 \quad (2.13)$$

$$\hat{\lambda}_4 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0 \quad (2.14)$$

gdzie:

$$b_0 = \bar{x} \quad (2.15)$$

$$b_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=2}^n \frac{(i-1)}{(n-1)} x_{(i)} \quad (2.16)$$

$$b_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=2}^n \frac{(i-1)(i-2)}{(n-1)(n-2)} x_{(i)} \quad (2.17)$$

$$b_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=3}^n \frac{(i-1)(i-2)(i-3)}{(n-1)(n-2)(n-3)} x_{(i)} \quad (2.18)$$

2.5. Testy zgodności rozkładów empirycznych z teoretycznymi

Po wyznaczeniu estymatorów funkcji gęstości dla analizowanych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa, badana jest w następnej kolejności ich zgodność z rozkładem empirycznym. Zidentyfikowanie najbardziej zbliżonych rozkładów teoretycznych pozwala na zastosowanie odpowiednich narzędzi matematycznych w celu wyznaczenia dowolnych wielkości statystycznych opisujących badaną zmienną, co w praktyce daje możliwość między innymi prognozowania zmienności zdarzeń charakterystycznych, w tym ekstremalnych (np. maksymalnych opadów o niskim prawdopodobieństwie przewyższenia). Wyboru optymalnego modelu teoretycznego rozkładu prawdopodobieństwa dokonuje się zazwyczaj za pomocą testów zgodności. Aby zweryfikować hipotezę zgodności rozkładu cechy w populacji z określonym rozkładem teoretycznym, należy zbudować statystykę testową będącą miarą rozbieżności pomiędzy informacją o rozkładzie uzyskaną z próby (np. dystrybuantą empiryczną) a informacją o rozkładzie uzyskaną na podstawie założenia o prawdziwości hipotezy (np. dystrybuantą teoretyczną). Jeżeli hipoteza jest słuszna, to badana statystyka powinna przyjąć wartość bliską zeru, ponieważ jest miarą tej rozbieżności. Gdy wartość ta jest dużo większa od zera, odrzuca się hipotezę zerową [Węglarczyk 2010]. Wnioskowanie statystyczne, oparte na testach zgodności, przeprowadza się najczęściej na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ lub $0,01$. W literaturze można spotkać zastosowania wielu testów zgodności. Do najczęściej stosowanych należą nieparametryczne testy: λ -Kołmogorowa, chi-kwadrat (χ^2) oraz Andersona-Darlinga.

Test λ -Kołmogorowa jest jednym z najpowszechniej stosowanych testów nieparametrycznych. W literaturze angielskojęzycznej występuje pod nazwą testu Kołmogorowa-Smirnowa (ang. *Kolmogorov-Smirnov test*). Pozwala na ocenę zgodności rozkładu empirycznego z rozkładem teoretycznym na podstawie statystyki λ opisywanej wzorem [Kotowski i in. 2010]:

$$\lambda = D_{max} \sqrt{N} \quad (2.19)$$

gdzie D_{max} oznacza wartość bezwzględną maksymalnej różnicy pomiędzy dystrybuantą empiryczną a dystrybuantą teoretyczną. Wartość ta w przypadku badań zgodności rozkładów empirycznych i teoretycznych opadów maksymalnych może być utożsamiana z wartością maksymalną bezwzględnej różnicy pomiędzy rozkładami, obliczaną z zależności [Kotowski i in. 2010]:

$$D_{max} = \max |p(m, N) - p| \quad (2.20)$$

gdzie N oznacza liczebność zbioru maksimów opadów, a wartości $p(m, N)$ i p są wartościami odpowiednio prawdopodobieństw empirycznych i teoretycznych dla kolejnych wartości maksimów uszeregowanych według liczby m od 1 do N .

Z budowy statystyki λ wynika, że im większa będzie maksymalna różnica D_{max} , tym większą wartość będzie miała statystyka λ i tym większe będą podstawy do odrzucenia przypuszczenia o identyczności rozkładów. W praktyce wnioskowanie to odbywa się na przyjętym poziomie istotności α , dla którego odczytuje się wartość krytyczną λ_{kr} statystyki λ Kołmogorowa. Hipotezę o zgodności rozkładu cechy w populacji z określonym rozkładem teoretycznym należy odrzucić, gdy $\lambda \geq \lambda_{kr}$. Jeśli $\lambda < \lambda_{kryt}$, to wówczas nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy o zgodności rozkładu empirycznego z teoretycznym, weryfikowanej na poziomie istotności α .

Test zgodności λ -Kołmogorowa można stosować wyłącznie wówczas, gdy badana cecha ma w populacji ogólniej rozkład ciągły, co jest równoważne temu, że prawdopodobieństwo wystąpienia w próbkę dwóch jednakowych wartości jest równe zeru. Dodatkowo, w związku z założeniem ciągłości dystrybuanty, danych uzyskanych z próby nie grupuje się [Krężałek i in. 2013]. Przy dużej próbce dopuszczalne jest ewentualne grupowanie, ale tylko przy bardzo małych przedziałach klasowych i dużej ich liczbie. Test λ -Kołmogorowa jest uznawany przez Węglarczyka [1998] za mniej efektywny i zbyt łagodny, gdyż rzadko daje podstawę do odrzucenia hipotez. Pomimo wspomnianych ograniczeń test λ -Kołmogorowa był i jest nadal powszechnie stosowany w badaniach wielu autorów, m.in. w pracach Kotowskiego i in. [2010] oraz Kotowskiego i Kaźmierczaka [2013]. Jedną z przyczyn jego popularności jest prostota jego obliczeń w porównaniu z testem χ^2 Pearsona. Dodatkowo nie ma on ograniczeń co do wielkości próbki, co ma miejsce w przypadku testu χ^2 [Douka, Karacostas 2018]. Wyrażną wadą testu λ -Kołmogorowa, z punktu widzenia weryfikacji poprawności dopasowania rozkładów opadów maksymalnych, jest jego większa wrażliwość na różnice w środkowej części rozkładów niż na ich ogonach.

Innym bardzo ważnym testem nieparametrycznym jest test zgodności χ^2 Pearsona, nazywany w skrócie testem chi-kwadrat (χ^2) lub testem Pearsona (ang. *Pearson test*). Test ten, z uwagi na sposób obliczania statystyki testowej χ^2 z podziałem całej próby na pewną liczbę przedziałów klasowych, może być stosowany w przypadku prób liczących co najmniej kilkadziesiąt danych:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - Np_i)^2}{Np_i} \quad (2.21)$$

gdzie: O_i – empiryczna liczebność i -tego przedziału; Np_i – oczekiwana (hipotetyczna) liczebność i -tego przedziału; p_i – prawdopodobieństwo wyznaczone przez hipotetyczną dystrybuantę, że zmienna losowa jest zawarta w i -tym przedziale; n – liczba przedziałów klasowych; N – całkowita liczba obserwacji.

Aby sprawdzić, czy wartość statystyki χ^2 wskazuje na istotną statystycznie zależność, należy, posługując się tablicą rozkładu, odczytać wartość krytyczną dla przyjętego poziomu istotności α i określonej liczby stopni swobody. Jeżeli $\chi^2 < \chi_{\alpha}^2$, to nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej H_0 , że rozkład dla próby nie różni się znacząco od dopasowanego rozkładu teoretycznego. W przeciwnym przypadku istnieją podstawy do odrzucenia H_0 .

W 1952 roku Anderson i Darling zaproponowali nowy test (ang. *Anderson-Darling test*). Statystykę testu Andersona-Darlinga można przedstawić za pomocą formuły [Węglarczyk 1998]:

$$AD_n^2 = n \int_{-\infty}^{\infty} [F_{emp}(x) - F(x)]^2 \varphi(x) dF(x) \quad (2.22)$$

gdzie: $F_{emp}(x)$ jest dystrybuantą empiryczną o skoku $1/n$ w punktach próby; $F(x)$ dystrybuantą teoretyczną; a symetryczna funkcja wagowa $\varphi(x)$ wyrażona jest następującym równaniem:

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{e(i)}{x(i)} \right| \cdot 100 \% \quad (2.23)$$

Test Andersona-Darlinga zdefiniowany wzorami (2.22) i (2.23) przypisuje większe wagi tym wartościom zmiennej losowej X , które znajdują się dalej od wartości średniej [Węglarczyk 1998]. Jest on użyteczny w przypadkach, gdy bardziej interesujące od dopasowania w centrum rozkładu prawdopodobieństwa $F(x)$ jest dopasowanie w obu jego ogonach. Przy analizie rozkładu wartości maksymalnych, gdy nacisk kładziony jest na dopasowanie badanego rozkładu w jednym tylko ogonie (prawym lub lewym), zastosowanie zyskuje zmodyfikowany test Andersona-Darlinga, w którym do formuły testu (2.22) wprowadza się niesymetryczną funkcję wagową wyrażoną wzorem:

$$\varphi(x) = \frac{1}{1-F(x)} \quad (2.24)$$

W efekcie tego statystyka zmodyfikowanego testu Andersona-Darlinga dla danej uporządkowanej próby losowej $\{x_{(1)}, x_{(2)}, \dots, x_{(n)}\}$ przyjmuje postać:

$$ZAD_n^2 = \frac{n}{2} - 2 \sum_{i=1}^n F(x_{(i)}) - \sum_{i=1}^n \left[2 - \frac{2i-1}{n} \right] \ln(1 - F(x_i)) \quad (2.25)$$

Test w postaci przedstawionej równaniem (2.25) jest rzadko stosowany, gdyż nie jest znany rozkład statystyki ZAD (zarówno w przypadku znanych, jak i estymowanych parametrów), a do wyznaczenia wartości krytycznych testu wymagane jest przeprowadzenie obliczeń numerycznych.

2.6. Kryteria informacyjne i predykcyjne

Rolę czynnika decyzyjnego w kwestii wyboru najlepiej dopasowanego modelu pełnią często kryteria informacyjne, takie jak: kryterium Akaike (AIC), kryterium Schwarza (bayesowskie) (BIC) oraz rzadziej stosowane, skorygowane kryterium Akaike ($AICc$) i kryterium Hannana-Quinna (HQ). Wartości jakie przyjmują poszczególne kryteria wyznacza się zgodnie z następującymi formułami [Laio i in. 2009; Piłatowska 2011]:

- kryterium Akaike AIC (ang. *Akaike information criterion*):

$$AIC = -2\ln L + 2R \quad (2.26)$$

- skorygowane kryterium Akaike AIC_c (ang. *bias-corrected Akaike information criterion*):

$$AIC_c = AIC + \frac{2R(R+1)}{N-R-1} \quad (2.27)$$

- kryterium Schwarza (bayesowskie) BIC (ang. *Bayesian information criterion*):

$$BIC = -2\ln L + R \ln(N) \quad (2.28)$$

- kryterium Hannana-Quinna HQ (ang. *Hannan – Quinn information criterion*):

$$HQ = -2\ln L + 2R \ln(\ln N) \quad (2.29)$$

gdzie: L jest funkcją wiarygodności analizowanej próby zmiennej losowej; R – liczbą szacowanych parametrów modelu; N – liczebnością próby. W przypadku porównywania kilku alternatywnych rozkładów o różnej liczbie parametrów najlepszy jest ten, który osiąga najniższą (w tym także ujemną) wartość kryterium informacyjnego.

Kryterium AIC informuje nie tyle o granicy dokładności, co raczej o tym, że od pewnego momentu uwzględnienie każdego następnego czynnika daje coraz mniejszy wkład do wyjaśnienia zjawiska. Biorąc pod uwagę liczbę parametrów estymowanego rozkładu, kryterium AIC działa w ten sposób, że jeśli dwa rozkłady mają dla danej próby prawie identyczne wartości funkcji wiarygodności, to lepszy jest rozkład z mniejszą liczbą parametrów [Węglarczyk 2010]. Zaleca się, aby kryterium AIC stosować, gdy dysponuje się odpowiednio dużą liczbą wyników obserwacji. W przeciwnym wypadku rekomendowane jest stosowanie skorygowanego kryterium AIC_c . Kryterium AIC ma uzasadnienie na gruncie teorii informacji, a nie teorii bayesowskiej, tak jak kryterium BIC . Porównując kryterium AIC z BIC , można stwierdzić, że podobnie jak kryterium AIC , kryterium BIC uwzględnia pozytywny wpływ wysokiej wartości funkcji wiarygodności modelu oraz negatywne oddziaływanie zbyt dużej liczby szacowanych parametrów. Niemniej dla sytuacji, gdy liczebność próby jest większa bądź równa 8, kryterium BIC surowiej niż kryterium AIC „karze” model ze zwiększoną liczbą szacowanych parametrów. Analogicznie, gdy liczebność próby jest większa bądź równa 16, kryterium HQ surowiej niż kryterium AIC ocenia model ze zwiększoną liczbą szacowanych parametrów.

Jako kryteria predykcyjne, względnie miary błędów, wykorzystywane przy ocenie dokładności obliczeń wysokości (natężeń) opadów maksymalnych z opracowywanych modeli opadowych względem empirycznie obserwowanych maksimów opadowych, można stosować wartości: średniego błędu bezwzględnego, błędu średniokwadratowego, pierwiastka błędu średniokwadratowego lub średniego bezwzględnego błędu procentowego. Wielkości te są obliczane według poniższych wzorów [Piłatowska 2011]:

- średni błąd bezwzględny MAE (ang. *mean absolute error*):

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |e_{(i)}| \quad (2.30)$$

- błąd średniokwadratowy, średni błąd kwadratowy MSE (ang. *mean squared error*):

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (e_i)^2 \quad (2.31)$$

- pierwiastek błędu średniokwadratowego lub pierwiastka z sumy kwadratów błędów $RMSE$ (ang. *root mean squared error*), będący pierwiastkiem kwadratowym z MSE :

$$RMSE = \sqrt{MSE} \quad (2.32)$$

- średni bezwzględny (absolutny) błąd procentowy $MAPE$ (ang. *mean absolute percentage error*):

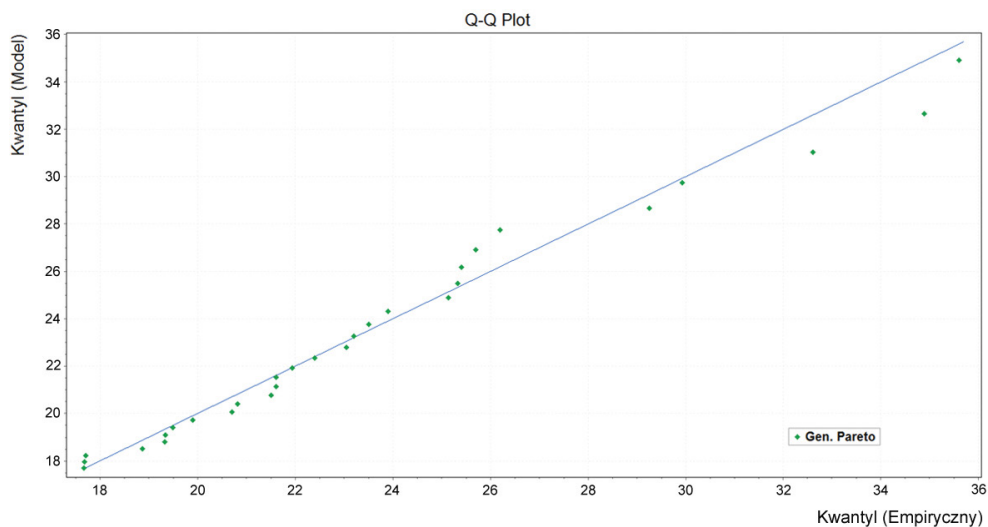
$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{e_{(i)}}{x_{(i)}} \right| \cdot 100\% \quad (2.33)$$

gdzie: N – liczebność próby; i – kolejne obserwacje; e_i – błąd estymacji, czyli różnica pomiędzy wynikami obserwowanymi a obliczonymi z modelu.

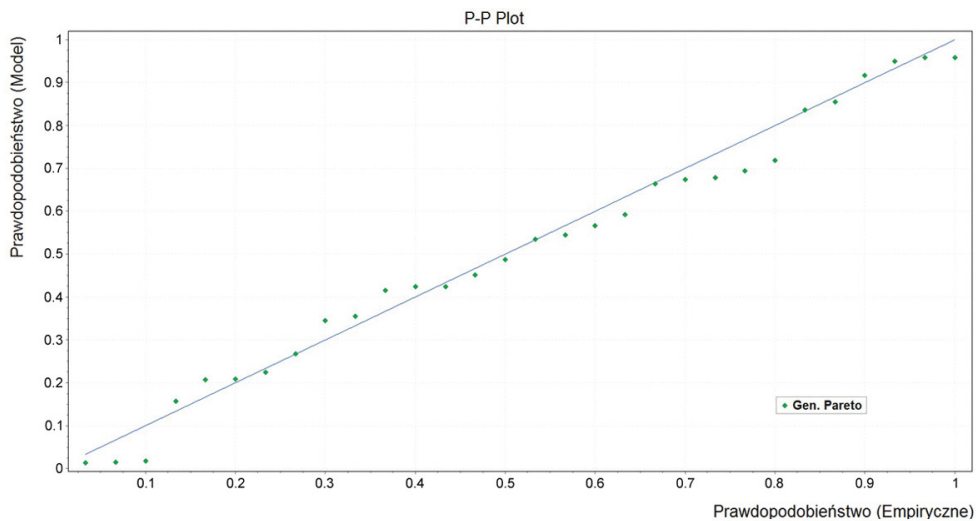
W przypadku stosowania mierników dokładności prognoz wybiera się model (rozkład), któremu odpowiada najmniejsza wartość danego wskaźnika. Warto zauważyć, że wybór miernika dokładności predykcji może wpływać na ranking metod prognostycznych, gdyż każdy z nich mierzy inną charakterystykę modelu. Z tych względów zaleca się, aby stosować jednocześnie kilka miar dopasowania, a nie tylko jedną, wybraną miarę, na przykład w postaci MSE .

2.7. Metody graficzne

Stosowaną w praktyce metodą szybkiej, jakościowej oceny dopasowania analizowanych rozkładów prawdopodobieństwa jest sporządzenie wykresów, na których porównuje się rozkłady teoretyczne z rozkładami empirycznymi. W tym celu wykorzystuje się najczęściej dwa standardowe typy wykresów tj. wykresy kwantyl-kwantyl ($Q-Q$) i wykresy prawdopodobieństwo-prawdopodobieństwo ($P-P$). Wykresy te obrazują rozrzut obserwowanych wartości względem oczekiwanych wartości wynikających z testowanego rozkładu. Przykładowe wykresy kwantyl-kwantyl ($Q-Q$) i wykresy prawdopodobieństwo-prawdopodobieństwo ($P-P$), wygenerowane ze zbioru maksymalnych wysokości opadów fazowych o czasie trwania 45 min wydzielonych w ramach projektu PANDa dla stacji Bielsko-Biała i dopasowanego do nich teoretycznego rozkładu prawdopodobieństwa – uogólnionego rozkładu Pareto – przedstawiono na rysunkach 2.1 i 2.2. Jeśli teoretyczny skumulowany rozkład dobrze przybliży rozkład obserwowany, wówczas punkty na wykresach $Q-Q$ i $P-P$ powinny leżeć blisko linii prostej o nachyleniu 1:1 i nie wykazywać systematycznych odchyień (w postaci serii punktów powyżej lub poniżej linii 1:1). Więcej informacji na temat zastosowania metod graficznych można znaleźć w książkach Kotza i in. [2000] i Ostasiewiczza [2012].



Rys. 2.1. Przykładowy wykres kwantyl-kwantyl (Q-Q) dla maksymalnych wysokości opadów o czasie trwania 45 min dla stacji Bielsko-Biała opisywanych uogólnionym rozkładem Pareto



Rys. 2.2. Przykładowy wykres prawdopodobieństwo-prawdopodobieństwo (P-P) dla maksymalnych wysokości opadów o czasie trwania 45 min dla stacji Bielsko-Biała opisywanych uogólnionym rozkładem Pareto

Bibliografia

- Arbeitsblatt DWA-A 117, 2014, Bemessung von Regenrückhalteräumen. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V., Hennef
- Beskow S., Caldeira T.L., Rogério de Mello C., Faria L.C., Guedes H.A.S., 2015, Multiparameter probability distributions for heavy rainfall modeling in extreme southern Brazil, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 123-133, DOI: 10.1016/j.ejrh.2015.06.007
- Błaszczak W., 1954, Spływy deszczowe w sieci kanalizacyjnej (wytyczne do normatywu), *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, 9, 262-271
- Bobee B., Perreault L., Ashkar F., 1993, Two kinds of moment ratio diagrams and their applications in hydrology, *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 7 (1), 41-65, DOI: 10.1007/BF01581566
- Bogdanowicz E., Stachý J., 1998, Maksymalne opady deszczu w Polsce – charakterystyki projektowe, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Hydrologia i Oceanologia*, 23, 85 s.
- Cebulak E., Farat R., Kaczorowska R., Niedźwiedz T., Plenzler W., 1987, Opady atmosferyczne. Maksymalne sumy opadów ulewnych, [w:] *Atlas hydrologiczny Polski*, J. Stachý (red.), Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa
- Cebulska M., 2015, Wieloletnia zmienność maksymalnych opadów dobowych w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej (1984-2013), *Czasopismo Inżynierii Łądowej, Środowiska i Architektury*, XXXII (62), 49-60
- Cebulska M., Twardosz R., 2012, Zmienność czasowa najwyższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w polskich Karpatach Zachodnich (1951-2005), *Prace Geograficzne*, 128, 123-134, DOI 10.4467/20833113PG.12.010.0359
- Coles S.G., 2001, *An introduction to statistical modeling of extreme values*, Springer-Verlag, London, 209 s.
- Craig C.C., 1936, A new exposition and chart for the Pearson system of frequency curves. *The Annals of Mathematical Statistics*, 7 (1), 16-28, DOI: 10.1214/aoms/1177732542
- Dan'azumi S., Shamsudin S., Rahman A.A., 2010, Probability distribution of rainfall depth at hourly time-scale, *International Journal of Environmental and Ecological Engineering*, 4 (12), 670-674, DOI: 10.5281/zenodo.1077659
- Douka M., Karacostas T., 2018, Statistical analyses of extreme rainfall events in Thessaloniki, Greece, *Atmospheric Research*, 208, 60-77, DOI: 10.1016/j.atmosres.2017.08.025
- Fisher R.A., 1922, On the mathematical foundations of theoretical statistics, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 222 (594-604), 309-368, DOI: 10.1098/rsta.1922.0009
- Fusek M., Hellebrand R., Michálek J., 2016, Modelling precipitation extremes in the Czech Republic: update of intensity-duration-frequency curves, *Estonian Journal of Earth Sciences*, 65 (4), 234-247
- Hosking J.R.M., 1990, L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *Journal of the Royal Statistical Society*, 5 (1), 105-124
- Jakubowski W., 2011, *Rozkłady prawdopodobieństwa w ocenie suszy hydrologicznej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Wrocław, 176 s.

- Jenkinson A.F., 1955, The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) of meteorological elements, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81 (348), 158-171, DOI: 10.1002/qj.49708134804
- Johnson N.L., Kotz S., Balakrishnan N., 1994, *Continuous univariate distributions*, Volume 1, 2nd edition, Wiley Series in Probability and Statistics, New York, 784 s.
- Kaczmarek Z., 1970, *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 312 s.
- Kaźmierczak B., Kotowski A., 2015, The suitability assessment of a generalized exponential distribution for the description of maximum precipitation amounts, *Journal of Hydrology*, 525, 345-351, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.063
- Kotowski A., Kaźmierczak B., 2013, Probabilistic models of maximum precipitation for designing sewerage, *Journal of Hydrometeorology*, 14 (6), 1958-1965, DOI: 10.1175/JHM-D-13-01.1
- Kotowski A., Kaźmierczak B., Dancewicz A., 2010, Modelowanie opadów do wymiarowania kanalizacji, *Studia z Zakresu Inżynierii*, 68, PAN, Warszawa, 128 s.
- Kotz S., Nadarajah S., 2000, *Extreme value distributions. Theory and applications*, Imperial College Press, London, 196 s.
- Kotz S., Narayanaswamy B., Lloyd J.N., 2000, *Continuous multivariate distributions. Models and application*, Volume 1, 2nd edition, John Wiley & Sons, New York, 752 s.
- Koutsoyiannis D., 2004, Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I. Theoretical investigation, *Hydrological Sciences Journal*, 49 (4), 575-590, DOI: 10.1623/hysj.49.4.575.54430
- Krężałek K., Szymczak T., Bąk B., 2013, Maksymalne roczne sumy dobowe opadów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia na obszarze środkowej Polski na podstawie danych z wielolecia 1966-2010, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 13 (4), 77-90
- Laio, F., Baldassarre G. Di, Montanari A., 2009, Model selection techniques for the frequency analysis of hydrological extremes, *Water Resources Research*, 45 (7) W07416, DOI: 10.1029/2007WR006666
- Langousis A., Mamalakis A., Puliga M., Deidda R., 2016, Threshold detection for the generalized Pareto distribution: Review of representative methods and application to the NOAA NCDC daily rainfall database, *Water Resources Research*, 52 (4), 2659-2681, DOI: 10.1002/2015WR018502
- Licznar P., De Michele C., Adamowski W., 2015, Precipitation variability within an urban monitoring network via microcanonical cascade generators, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19 (1), 485-506, DOI: 10.5194/hess-19-485-2015
- Malitz G., Ertel H., 2015, *KOSTRA-DWD-2010 – Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugszeitraum 1951 bis 2010) – Abschlussbericht*, Offenbach am Main
- Mitosek H.T., 2003, *Problemy hydrologii stochastycznej*, Wydawnictwo Akademii Świętokrzyskiej, Kielce, 203 s.
- Mitosek H.T., 2009, *Metody statystyczne w hydrologii*, Wydawnictwo Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce, 295 s.
- Muciek A., 2012, *Wyznaczanie modeli matematycznych z danych eksperymentalnych*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 279 s.

- Mulvany 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 of Ireland, 4 (2), 18-33
- Nadarajah S., Choi D., 2007, Maximum daily rainfall in South Korea, Journal of Earth System Science, 116 (4), 311-320
- Nowak R., 2002, Statystyka dla fizyków, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 127 s.
- Oke T.R., 2006, Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites, Instruments and Observing Methods Report No. 81 (WMO/TD-No. 1250), World Meteorological Organization, dostępne online <https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-81/IOM-81-UrbanMetObs.pdf> (7.02.2020)
- Ostasiewicz W., 2012, Myślenie statystyczne, Wolters Kluwer Polska, Warszawa, 360 s.
- Papalexiou S.M., Koutsoyiannis D., Makropoulos C., 2013, How extreme is extreme? An assessment of daily rainfall distribution tails, Hydrology and Earth System Sciences, 17 (2), 851-862, DOI: 10.5194/hess-17-851-2013
- Parida B.P., 1999, Modelling of Indian summer monsoon rainfall using a four-parameter Kappa distribution, International Journal of Climatology, 19 (12), 1389-1398, DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199910)19:12<1389::AID-JOC435>3.0.CO;2-T
- Perica S., Pavlovic S., Laurent M.St., Trypaluk C., Unruh D., Wilhite O., 2018, NOAA Atlas 14. Precipitation-Frequency Atlas of the United States, Volume 11, Version 2.0, Texas
- Piłatowska M., 2011, Porównanie kryteriów informacyjnych i predykcyjnych w wyborze modelu, Journal of Management and Finance, 4, 499-512
- PN-EN 752: 2008, Drain and sewer systems outside buildings. Zewnętrzne systemy odwadniające i kanalizacyjne, PKN, Warszawa
- PN-EN 752: 2017, Drain and sewer systems outside buildings – Sewer system management. Zewnętrzne systemy odwadniające i kanalizacyjne – Zarządzanie systemem kanalizacyjnym, PKN, Warszawa
- Sankarasubramanian A., Srinivasan K., 1999, Investigation and comparison of sampling properties of L-moments and conventional moments, Journal of Hydrology, 218 (1-2), 13-34, DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00018-9
- Schmitt T.G., 2000, Komentarz do ATV-A 118. Hydrauliczne wymiarowanie systemów odwadniających, Wydawnictwo Seidel-Przywecki Sp. z o.o., Warszawa
- Suligowski R., 2004, Struktura czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Polsce. Próba regionalizacji, Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, 12, 110 s.
- Suligowski R., 2013, Maksymalny wiarygodny opad na Wyzynie Kieleckiej, Wydawnictwo Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, 232 s.
- Talbot A.N., 1892, Rates of maximum rainfall, Technograph, 6, 103-117
- Twardosz R., 2005, Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886-2002), Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 176 s.
- Wdowikowski M., Kotowski A., Dąbek P.B., Kaźmierczak B., 2017, Probabilistic approach of the Upper and Middle Odra basin daily rainfall modeling, E3S Web of Conferences, 17, DOI: 10.1051/e3sconf/20171700096

- Wdowikowski M., Kaźmierczak B., 2015, Comparison of methods to select the maximum values to develop a mathematical model of extremely high rainfall in the river basin, *Acta Hydrologica Slovaca*, 16, 190-198
- Węglarczyk S., 1998, Wybrane problemy hydrologii stochastycznej, Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej, Kraków, 214 s.
- Węglarczyk S., 2010, Statystyka w inżynierii środowiska, Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej, Kraków, 375 s.
- Węglarczyk S., 2014, Opad miarodajny, przeszłość i terażniejszość, teoria i praktyka, *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, XX (2), 43-56
- WMO, 2012, Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8, World Meteorological Organization, Geneva, 716 s.
- WMO, 2017, WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normal, WMO-No. 1203, World Meteorological Organization, Geneva, 18 s.

3. CYFROWA BAZA SZEREGÓW OPADOWYCH

Paweł Wilk, Sławomir Wereski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Karol Mikołajewski / Retencjapl Sp. z o.o.

Paweł Licznar / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wroclawska

Celem pierwszego etapu projektu PANDa było utworzenie cyfrowej bazy szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej. Zadanie to było realizowane przez zespół IMGW-PIB w ścisłej współpracy z Retencjapl Sp. z o. o. i obejmowało utworzenie jednolitej bazy danych o opadach z sieci stu deszczomierzy, o rozdzielczości co najmniej 10 min, z 30-lecia poprzedzającego rozpoczęcie projektu. Najbardziej pracochłonnym przedsięwzięciem było ujednoczenie formatu rejestracji opadów z lat 1986-2015, pochodzących z różnego typu deszczomierzy, w tym analogowych zapisów pluwiograficznych wymagających konwersji do spójnego formatu cyfrowego. W celu weryfikacji utworzonej bazy dokonano oceny poprawności zgromadzonych w niej danych o opadach o wysokich wydajnościach oraz sprawdzono, z użyciem narzędzi multi-fraktalnych, prawidłowość otrzymanych struktur szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej.

3.1. Wybór stacji badawczych

Projekt PANDa rozpoczął się od wytypowania stu stacji należących do sieci pomiarowo-observacyjnej Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej (PSHM). Dane z nich pozyskane stanowiły podstawę opracowania cyfrowej bazy szeregów opadowych. Poszczególne stacje wytypowano z wykorzystaniem następujących kryteriów:

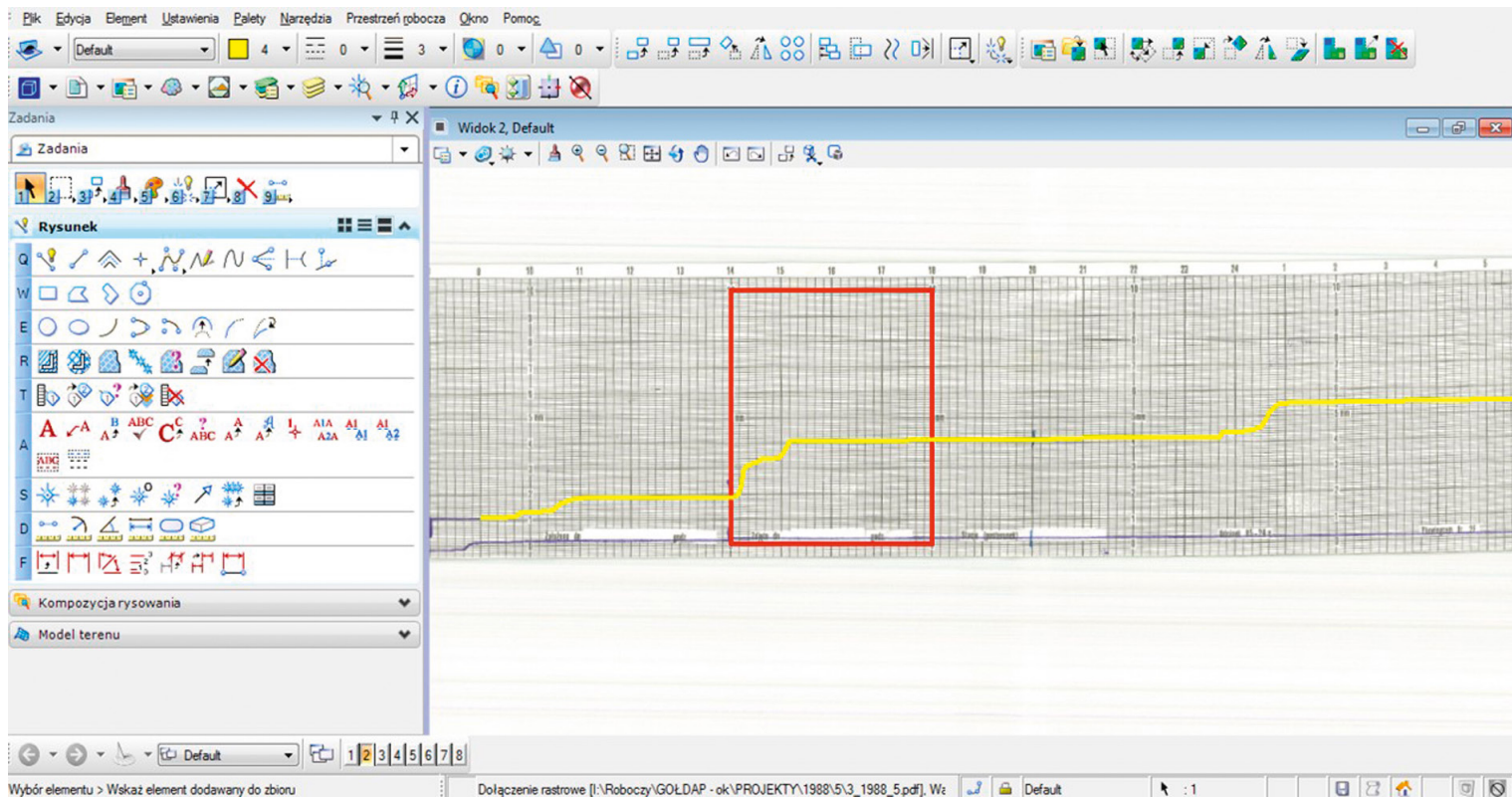
- możliwe jednolite pokrycie obszaru całego kraju;
- włączenie do bazy stacji zlokalizowanych w dużych miastach (potencjalnie najważniejszych odbiorców modeli opadowych);
- dostępność zapisów opadów o wysokiej rozdzielczości czasowej w postaci pasków pluwiograficznych i rejestracji z deszczomierzy elektronicznych dla możliwie pełnego okresu 30-lecia (lata 1986-2015);
- zapewnienie większej gęstości siatki deszczomierzy na południu Polski w celu prawidłowego odwzorowania orograficznego zróżnicowania warunków opadowych.

Stacje ostatecznie wybrane do opracowania cyfrowej bazy danych są przedstawione na rysunku 3.1 oraz zestawione w tabeli 3.1. Są to stacje synoptyczne (I i II rzędu), klimatyczne (III i IV rzędu) oraz opadowe (V rzędu). Wynik selekcji stacji uznano za satysfakcjonujący, gdyż uzyskano pełne pokrycie kraju, z wyrażnym zagęszczeniem stacji w obszarach górskich Sudetów i Karpat. Pozyskano również dane dla większości dużych miast w Polsce.

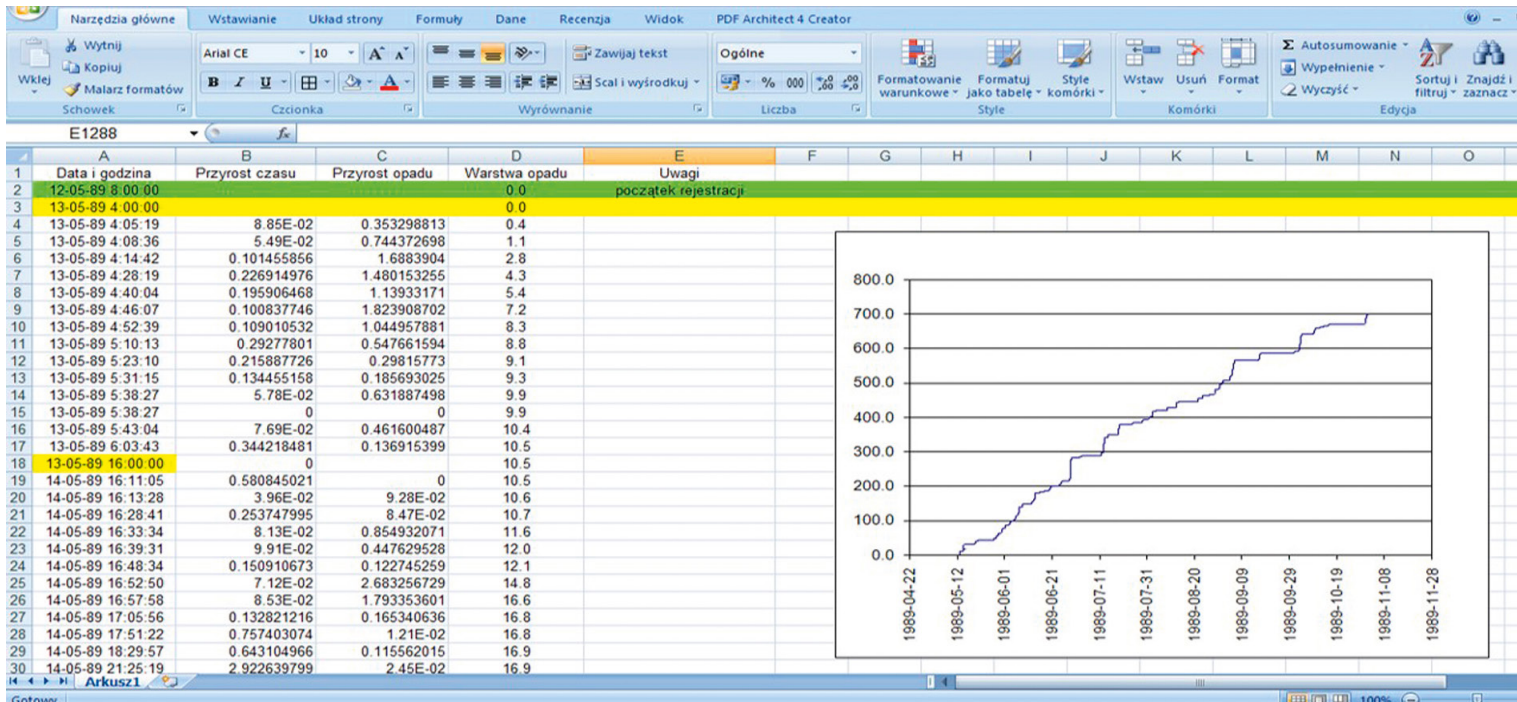
W Polsce przy opracowaniu modeli opadów miarodajnych nie korzystano dotychczas z informacji empirycznych z tak dużej liczby punktów pomiarowych. Historyczne modele natężeń deszczów miarodajnych autorstwa Błaszczyka [1954], Bogdanowicz i Stachyego [1998] oraz Suligowskiego [2004] oparte były na wynikach pomiarów z maksymalnie kilkudziesięciu stacji pomiarowych. Jedynie w przypadku opracowania *Atlasu hydrologicznego Polski* oparto się na zbiorze stu dwudziestu jeden deszczomierzy – niemniej ograniczono się wówczas do analizy wybranych pluwiogramów dla ulew o czasach trwania do 2 godzin, zarejestrowanych w jednym tylko 10-leciu (1966-1975) [Cebulak i in. 1987].

Tabela 3.1. Zestawienie wybranych do projektu PANDa stacji opadów

Lp.	Nazwa stacji	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	Wysokość (m n.p.m.)	Lp.	Nazwa stacji	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	Wysokość (m n.p.m.)
1	Baligród-Mchawa	49°21'14"	22°17'01"	430	51	Miechów	50°21'46"	20°01'58"	299
2	Bardo	50°30'33"	16°44'39"	320	52	Międzyziesie	50°09'12"	16°40'15"	450
3	Białystok	53°06'26"	23°09'44"	148	53	Mikolajki	53°47'21"	21°35'23"	127
4	Biebrza	53°39'02"	22°34'42"	115	54	Mława	53°06'15"	20°21'40"	147
5	Biecz-Grudna	49°44'07"	21°17'44"	285	55	Namysłów	51°03'59"	17°43'00"	150
6	Bielsko-Biała	49°48'29"	19°00'04"	390	56	Niezabyszewo	54°08'18"	17°25'24"	160
7	Bodzentyn	50°56'49"	20°57'05"	270	57	Nowy Sącz	49°37'38"	20°41'19"	292
8	Bogatynia	50°53'59"	14°58'50"	295	58	Olsztyn	53°46'07"	20°25'17"	133
9	Bolków	50°55'30"	16°05'55"	310	59	Opole	50°37'37"	17°58'08"	163
10	Cisów	50°45'31"	20°54'10"	326	60	Otmuchów	50°28'20"	17°09'59"	210
11	Chojnice	53°42'55"	17°31'57"	164	61	Piła	53°07'50"	16°44'50"	72
12	Chwałkowice	51°26'54"	16°36'47"	180	62	Płock	52°35'18"	19°43'33"	106
13	Częstochowa	50°48'43"	19°05'30"	294	63	Połanica-Zdrój	50°25'31"	16°31'06"	390
14	Długopole	50°14'59"	16°38'00"	365	64	Polkowice	51°30'02"	16°03'22"	160
15	Dobrogoszcz	50°45'31"	17°01'02"	175	65	Poznań-Ławica	52°25'00"	16°50'05"	88
16	Dzierżoniów	50°43'11"	16°39'10"	260	66	Prabuty	53°44'22"	19°12'54"	100
17	Elbląg	54°13'24"	19°32'37"	189	67	Pszemno	50°51'14"	16°32'35"	225
18	Gdańsk-Port Północny	54°23'59"	18°41'52"	2	68	Racibórz	50°03'40"	18°11'27"	206
19	Gdynia	54°31'08"	18°33'34"	2	69	Resko	53°45'49"	15°23'36"	52
20	Glucholazy	50°18'08"	17°23'14"	350	70	Rzeszów-Jasionka	50°06'39"	22°02'32"	206
21	Goldap	54°18'31"	22°16'14"	160	71	Sandomierz	50°41'48"	21°42'57"	217
22	Gorzów Wlkp.	52°44'28"	15°16'38"	71	72	Siedlce	52°10'52"	22°14'41"	152
23	Grudziądz	53°26'15"	18°42'34"	25	73	Skierniewice	51°57'55"	20°09'37"	128
24	Hala Gąsienicowa	49°14'38"	20°00'21"	1523	74	Ślubice	52°20'55"	14°37'11"	53
25	Hel	54°36'13"	18°48'43"	1	75	Staszów	50°35'42"	21°11'06"	219
26	Jabłonka	49°28'20"	19°41'45"	614	76	Sulejów	51°21'12"	19°51'59"	188
27	Jelenia Góra	50°54'01"	15°47'20"	342	77	Suwałki	54°07'51"	22°56'56"	184
28	Kalisz	51°46'52"	18°04'51"	137	78	Szczecin	53°23'43"	14°37'22"	1
29	Karpacz	50°46'44"	15°46'10"	575	79	Świder	52°06'57"	21°14'15"	94
30	Katowice	50°14'26"	19°01'58"	278	80	Świerzawa	51°00'46"	15°54'10"	300
31	Kętrzyn	54°04'02"	21°22'00"	106	81	Święty Krzyż	50°51'34"	21°03'05"	575
32	Kielce	50°48'38"	20°41'32"	260	82	Świeradów-Zdrój	50°53'54"	15°21'31"	500
33	Kłodzko	50°26'13"	16°36'51"	356	83	Świnoujście	53°55'24"	14°14'32"	5
34	Koło	52°11'59"	18°39'37"	115	84	Tarnów	50°01'48"	20°59'02"	209
35	Kolobrzeg	54°10'57"	15°34'47"	3	85	Terespol	52°04'43"	23°37'19"	133
36	Koszalin	54°12'16"	16°09'19"	33	86	Toruń	53°02'31"	18°35'44"	69
37	Kościerzyna	54°07'43"	17°57'43"	190	87	Ustka	54°35'18"	16°51'15"	3
38	Kozienice	51°33'53"	21°32'37"	123	88	Wąlim	50°42'10"	16°26'21"	490
39	Kraków-Balice	50°04'40"	19°47'42"	237	89	Warszawa-Bielany	52°16'53"	20°57'48"	98
40	Krosno	49°42'24"	21°46'09"	329	90	Wieluń	51°12'40"	18°33'28"	200
41	Legnica	51°11'33"	16°12'28"	122	91	Wisłoczek	49°30'03"	21°51'56"	520
42	Lesko	49°27'59"	22°20'30"	420	92	Wisłok Wielki	49°22'43"	21°59'57"	540
43	Leszno	51°50'08"	16°32'05"	91	93	Włochów	51°05'56"	20°36'44"	345
44	Lębork	54°33'11"	17°45'25"	39	94	Włodawa	51°33'12"	23°31'46"	177
45	Lidzbarski Warmiński	54°08'09"	20°35'10"	90	95	Wrocław-Strachowice	51°06'12"	16°54'00"	120
46	Limanowa	49°41'37"	20°25'06"	515	96	Wymysłów	50°49'53"	20°05'38"	250
47	Lubachów	50°45'50"	16°25'43"	310	97	Wysowa	49°26'17"	21°10'21"	519
48	Lublin	51°13'00"	22°23'35"	238	98	Zakopane	49°17'38"	19°57'37"	855
49	Łeba	54°45'13"	17°32'05"	2	99	Zawoja	49°36'43"	19°31'07"	697
50	Łódź	51°43'06"	19°23'14"	175	100	Zielona Góra	51°55'48"	15°31'29"	192



Rys. 3.2. Przykład odwzorowanego w środowisku graficznym programu MicroStation fragmentu zapisu pluwiograficznego (widoczny jest również prostokąt wykorzystywany do kalibracji obrazu rastrowego paska pluwiograficznego)



Rys. 3.3. Przykładowy arkusz z wynikami digitalizacji zapisów pluwiograficznych; ostatnia kolumna przedstawia skumulowany zapis opadów w czasie trwania obserwacji, zaprezentowany graficznie na wykresie po prawej stronie

opadu z pasków pluwiograficznych przy użyciu dostępnych narzędzi programu MicroStation Descartes (przebieg krzywej opadu był odwzorowywany za pomocą polilinii). Wykres opadu był odwzorowywany, począwszy od pełnej godziny poprzedzającej wystąpienie opadu (rys. 3.2). Odwzorowanie linii rejestracji prowadzono do końca opadu, tj. do momentu, w którym nie był widoczny już jej dalszy przyrost. Przy digitalizacji stosowano technikę zwaną metodą wydłużonej reprezentacji (ang. *extended representation*) zalecaną przez Barringa [1992]. W metodzie tej osoba, pracując w środowisku graficznym programu MicroStation, wstawiała punkty węzłowe polilinii nie tylko w miejscach punktów wyraźnego załamania się zapisu pluwiograficznego, ale także w dodatkowych punktach na odcinkach gładkich zmian kierunku krzywej zapisu dla lepszego opisu jej przebiegu. W licznych przypadkach na pojedynczym pasku pluwiograficznym znajdowała się więcej niż jedna linia (na jednym pasku mieściły się zapisy z więcej niż jednej doby, co wymagało ich właściwego rozpoznania). Nie digitalizowano poziomych odcinków linii zapisów, kreślonych przez pluwiografy w okresach suchych pomiędzy opadami.

Po zakończeniu odwzorowania przebiegu zapisu opadu, dla każdego z pasków dokonywano automatycznego sczytania do pliku tekstowego współrzędnych x i y punktów węzłowych utworzonych polilinii. Wykorzystywano w tym celu specjalnie opracowane makro, które oprócz odczytu punktów węzłowych polilinii dokonywało także przeskalowania ich współrzędnych x i y (współrzędne x skalowano do skali czasu wyrażonej w min, a współrzędne y do skali opadu wyrażonej w mm). Otrzymane i przeskalowane już współrzędne krzywych rejestracji zapisów opadów przenoszono i zestawiano chronologicznie w docelowym arkuszu kalkulacyjnym (rys. 3.3). Eliminowano przy tym ujemne przyrosty warstw opadów wynikające z zadziałania lewara opróżniającego pluwiograf, przy każdym cyklu przepelnienia jego wewnętrznego zbiornika z pływakiem. Dla każdego deszczomierza i roku obserwacji tworzone osobny zbiorczy arkusz z wynikami digitalizacji.

Ostatnim etapem przetwarzania danych opadowych z pluwiografów była ich automatyczna konwersja do szeregów czasowych o rozdzielczości 1 minuty (1-min) za pomocą specjalnie przygotowanego programu. Przy jego użyciu, na podstawie zbiorczej krzywej skumulowanego opadu z digitalizacji, wyznaczono warstwy opadów dla kolejnych 1-min przedziałów czasu (tworząc pseudoszeręg czasowy). Zakładano przy tym liniowy przyrost opadów pomiędzy poszczególnymi punktami węzłowymi wykresu skumulowanego opadu. Założenie to wynikało z przyjętej metody digitalizacji, tj. metody wydłużonej reprezentacji.

3.2.2. Standaryzacja danych cyfrowych

Cyfrowe dane opadowe są wynikiem rejestracji opadów z użyciem deszczomierzy elektronicznych. Podstawowe informacje dotyczące konstrukcji deszczomierzy elektronicznych oraz zasad ich funkcjonowania można znaleźć w publikacjach Rózdzińskiego [1996], Licznara i in. [2005] oraz Licznara [2018]. W wymienionych pracach dyskutowane są także źródła błędów pomiarowych deszczomierzy i sposoby ich kalibracji. Proces przygotowania danych cyfrowych (pochodzących z Systemu Hydrologii IMGW-PIB i zarejestrowanych przez deszczomierze elektroniczne) i ich dołączenia do bazy cyfrowej projektu PANDa składał się z pięciu etapów:

- sprawdzenia dostępności danych;
- weryfikacji kroku czasowego;
- porównania z Centralną Bazą Danych Historycznych IMGW-PIB;

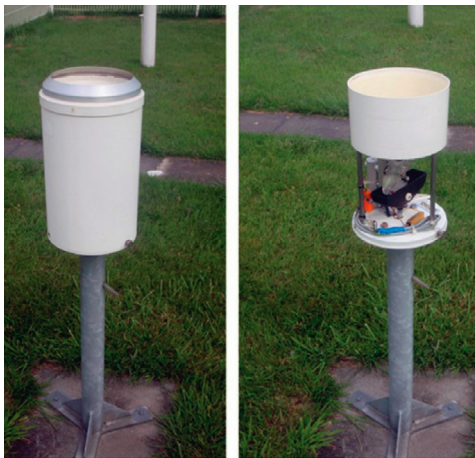
- uzupełnienia ewentualnych braków (np. danymi z drugiego czujnika);
- konwersji zapisów do standardowej w bazie danych rozdzielczości 1-min.

Wymiana klasycznych deszczomierzy rejestrujących opady na deszczomierze cyfrowe nie nastąpiła jednocześnie na wszystkich stacjach IMGW-PIB. Pierwsze dane wybrane do projektu PANDa z pomiarów wykonywanych deszczomierzami cyfrowymi pochodziły sprzed 2000 r. (np. stacje w Krakowie-Balicach, Lesku, Nowym Sączu, Sandomierzu, Tarnowie i Zakopanem od 1999 r.). W większości stacji wymianę przyrządów przeprowadzono w latach 2000-2005, stąd też, początek rejestracji danych cyfrowych wykorzystanych w projekcie przypada na ten okres. We wspomnianym okresie na sieci stacji IMGW-PIB nie zainstalowano deszczomierzy jednego typu i nie ustalono jednego spójnego systemu akwizycji danych. Stąd też, w projekcie wykorzystywano dane z różnego typu deszczomierzy elektronicznych, w tym przede wszystkim z deszczomierzy RG-50 SEBA (głównie dla stacji synoptycznych) (rys. 3.4) oraz z urządzeń firmy Met One Instruments 60030 i 60030H (dla stacji niższego rzędu) (rys. 3.5).

Z instrumentów tych w bazie IMGW-PIB dostępne były dane o przyrostach wysokości opadu co 1 min lub 10 min oraz dane o czasach występowania kolejnych przyrostów wysokości opadu o 0,1 mm (deszczomierze SEBA). Dane te mogły być eksportowane z bazy dla różnych okresów, najczęściej miesięcznych. Pojawiła się zatem konieczność ich scalenia w okresy roczne oraz standaryzacji ich rozdzielczości czasowej. Podjęto w tym zakresie decyzję, analogiczną jak w przypadku zapisów pluwiograficznych, o przekształceniu rejestracji w pseudoszeręgi czasowe o rozdzielczości 1 minuty (1-min), przy użyciu autorskiego programu.

3.2.3. Zasoby ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych

Przy tworzeniu cyfrowej bazy danych opadowych PANDa nie uniknięto problemu nieciągłości szeregów obserwacyjnych dla wytypowanych stacji w okresie 30-lecia (1986-2015). W przypadku stacji, w których brakowało danych tylko z jednego roku, ciąg obserwacji uzupełniano rejestracjami z 2016 roku. Gdy brak danych dotyczył okresu dłuższego od jednego roku, dodatkowo digitalizowano rejestracje opadów sprzed



Rys. 3.4. Elektroniczny deszczomierz korytkowy
RG-50 SEBA



Rys. 3.5. Elektroniczny deszczomierz korytkowy firmy
Met One Instruments 60030

1986 roku. Występowały również bardzo nieliczne przypadki stacji (dziewięć stacji zestawionych w tab. 3.2), gdzie braki w danych były większe lub niedostępne były dane dla lat przed 1986 rokiem. Mogło się to historycznie wiązać na przykład z decyzją o relokacji deszczomierza. W takich przypadkach wykorzystano dane z blisko położonych stacji, zlokalizowanych w podobnych warunkach obserwacyjnych. W przypadku deszczomierzy z Warszawy lub Krakowa były to nawet deszczomierze zlokalizowane w obszarze tego samego miasta.

Zasoby opracowanej ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości projektu PANDa zostały zestawione w tabeli 3.3 ze wskazaniem źródeł pochodzenia danych. Kolorem żółtym zaznaczono dane analogowe, kolorem niebieskim dane cyfrowe, natomiast na czerwono zaznaczono lata, dla których nie dysponowano danymi – w związku z czym uzupełniono je danymi z lat sprzed 1986 lub z 2016 roku. Łączna liczba lat, dla których na sieci stu wytypowanych stacji nie dysponowano archiwalnym materiałem rejestracyjnym wynosiła 61. Zatem w przypadku tylko około 2% zgromadzonego zasobu koniecznym było użycie materiału obserwacyjnego spoza wielolecia 1986-2015, względnie ze stacji zastępczych. Ostatecznie, ogólnopolska cyfrowa baza szeregów opadowych projektu PANDa składała się z 3000 stacyj-lat rejestracji opadów, o rozdzielczości czasowej 1 minuty.

Tabela 3.2. Wykaz stacji zastępczych

L.p.	Stacja z brakiem w danych	Współrzędne geograficzne	Wysokość w m n.p.m.	Okres z przerwą w danych	Stacja zamienna	Współrzędne geograficzne	Wysokość w m n.p.m.
1	Bolków	φ 50°55'30" λ 16°05'55"	310	1987	Szczawno-Zdrój	φ 50°48'24" λ 16°14'28"	430
2	Grudziądz	φ 53°26'15" λ 18°42'34"	25	1999-2005	Osie	φ 53°35'56" λ 18°21'19"	75
3	Jabłonka	φ 49°28'20" λ 19°41'45"	614	2004-2005	Poronin	φ 49°19'49" λ 20°02'07"	776
4	Kraków-Balice	φ 50°04'40" λ 19°47'42"	237	2007-2015	Kraków-Wola Justowska	φ 50°03'50" λ 19°53'25"	204
5	Racibórz	φ 50°03'40" λ 18°11'27"	206	1997-1999	Głubczyce	φ 50°10'55" λ 17°47'41"	290
6	Warszawa-Bielany	φ 52°16'53" λ 20°57'48"	98	2009	Warszawa-Czajka	φ 52°21'10" λ 20°57'29"	80
7	Włodawa	φ 51°33'12" λ 23°31'46"	177	2002-2004	Chelm	φ 51°08'34" λ 23°30'08"	185
8	Wymysłów	φ 50°49'53" λ 20°05'38"	250	2008; 2010; 2015	Konieczno	φ 50°47'28" λ 20°01'55"	263
9	Świder	φ 52°06'57" λ 21°14'15"	94	1986-1989	Warszawa-Okęcie	φ 52°09'46" λ 20°57'40"	107

Tabela 3.3. Zasoby ogólnopolskiej cyfrowej bazy szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej projektu PANDa; kolorem żółtym zaznaczono lata z rejestracjami analogowymi, kolorem niebieskim z rejestracjami cyfrowymi, na czerwono lata, dla których nie dysponowano rejestracjami, a braki uzupełniono danymi z lat sprzed 1986 lub z 2016 roku

L.p.	Stacja	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016							
1	Baligród-Mchawa																																												
2	Bardo																																												
3	Białystok																																												
4	Biebrza																																												
5	Biecz-Grudna																																												
6	Bielsko-Biała																																												
7	Bodzentyn																																												
8	Bogatynia																																												
9	Bolków																																												
10	Cisów																																												
11	Chojnice																																												
12	Chwałkowice																																												
13	Częstochowa																																												
14	Długopole																																												
15	Dobrogoszcz																																												
16	Dzierżoniów																																												
17	Elbląg																																												
18	Gdańsk-Port Północny																																												
19	Gdynia																																												
20	Głucholazy																																												
21	Goldap																																												
22	Gorzów Wlkp.																																												
23	Grudziądz																																												
24	Hala Gąsienicowa																																												
25	Hel																																												
26	Jablonka																																												
27	Jelenia Góra																																												
28	Kalisz																																												
29	Karpacz																																												
30	Katowice																																												
31	Kętrzyn																																												
32	Kielce																																												
33	Kłodzko																																												
34	Koło																																												
35	Kołobrzeg																																												
36	Koszalin																																												
37	Kościerzyna																																												
38	Kozienice																																												
39	Kraków-Balice																																												
40	Krosno																																												
41	Legnica																																												
42	Lesko																																												
43	Leszno																																												
44	Lębork																																												
45	Lidzbark Warmiński																																												
46	Limanowa																																												
47	Lubachów																																												
48	Lublin																																												
49	Łeba																																												
50	Łódź																																												

3.2.4. Weryfikacja jakości szeregów opadowych zgromadzonych w bazie

Weryfikację jakości szeregów opadowych rozpoczęto już na etapie digitalizacji zapisów pluwiograficznych. Na podstawie sporządzanych krzywych sumowych opadów wybierano okresy o skrajnie wysokich przyrostach wysokości opadu. Okresy te są szczególnie istotne przy ustalaniu maksymalnych natężeń deszczów. Dla tych wybranych okresów sprawdzano, czy suma dobową opadu z digitalizacji jest zbliżona z sumą dobową odczytaną przez obserwatora z pluwiogramu oraz z dobową sumą opadu z niezależnego deszczomierza Hellmanna, zanotowaną na zbiorczym zestawieniu sporządzanym przez obserwatorów po każdym miesiącu pomiarów opadów na stacji.

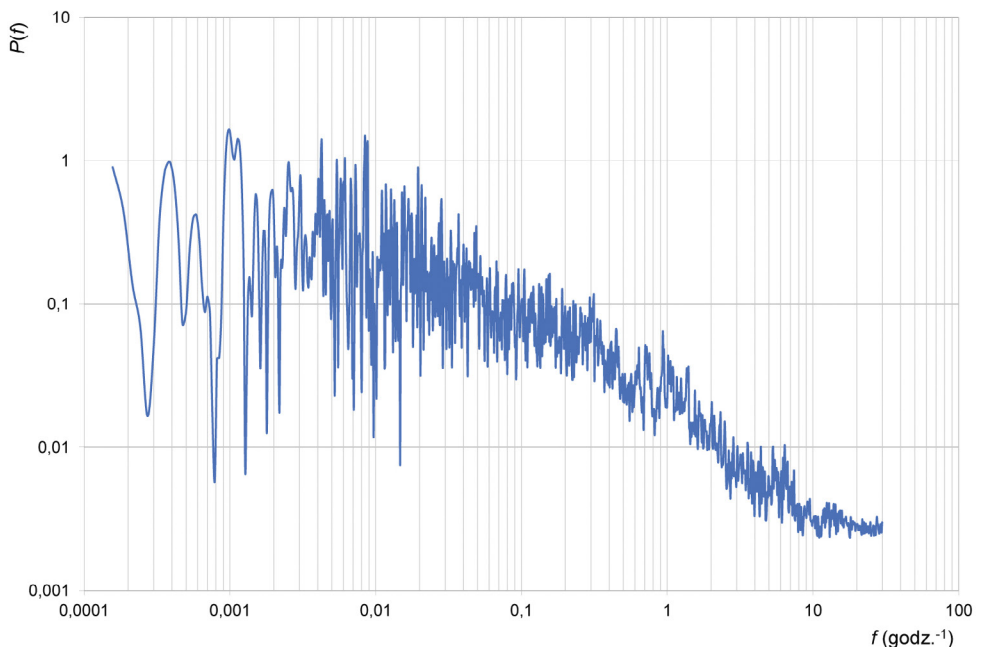
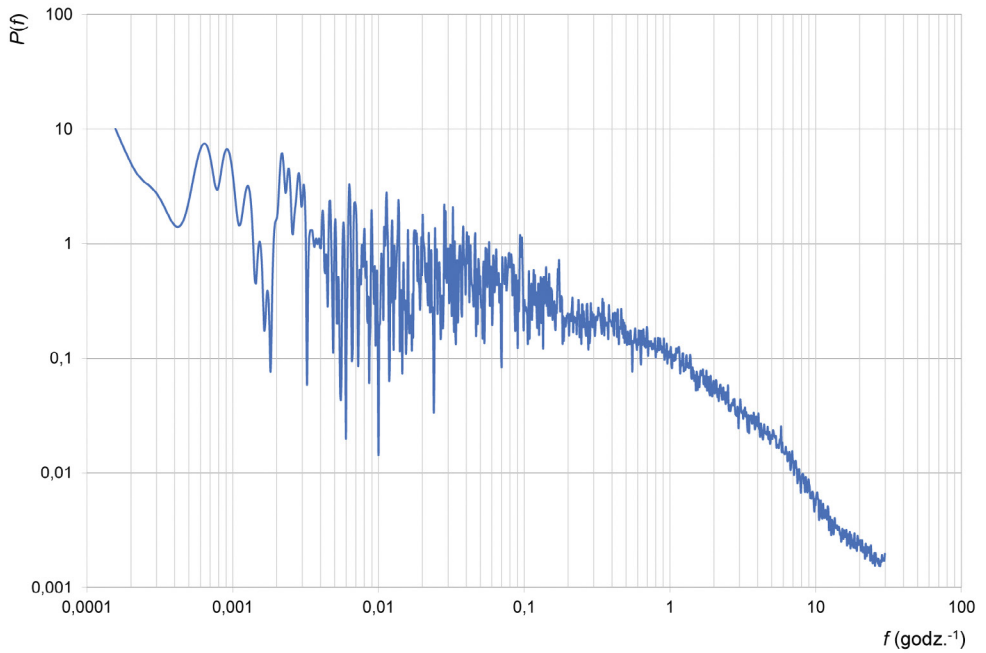
Weryfikacja jakości zapisów z deszczomierzy elektronicznych obejmowała porównanie sum miesięcznych opadu z czujników ze zweryfikowanymi sumami opadów zarchiwizowanymi w Centralnej Bazie Danych Historycznych IMGW-PIB. Zauważono przy tym, że dane pochodzące z czujników automatycznych były w większości przypadków nieco zaniżone w stosunku do wielkości zweryfikowanych (pochodzących z niezależnych deszczomierzy Hellmanna odczytywanych co 6 lub 24 godziny w zależności od rzędu stacji). Można przypuszczać, że zjawisko to wynika z błędów pomiarowych elektronicznych deszczomierzy korytkowych. Deszczomierze te mają tendencję do zaniżania natężeń bardzo intensywnych opadów, gdyż wówczas dopływ wody z lejka wlotowego może prowadzić do jej przelewania się, wychłapywania z korytek oraz rozbryzgu w trakcie wychyłu korytek. Innym problemem jest też pozostawanie części wody w samym korytku po zakończeniu opadu. Ta objętość wody nie jest rejestrowana jako opad i często odparowuje do czasu wystąpienia kolejnego odpływu z lejka wlotowego deszczomierza [Licznar 2018].

Zweryfikowano również strukturę czasową 1-minutowych szeregów opadowych, wchodzących w skład cyfrowej bazy projektu PANDa, przy użyciu narzędzi nowoczesnego multifrakalnego warsztatu przetwarzania danych opadowych, tj. analizy widmowej i metody momentu śladu (ang. *trace moment method*) służącej do analizy procesów multifrakalnych pod kątem określenia funkcji skalowania momentów $K(q)$.

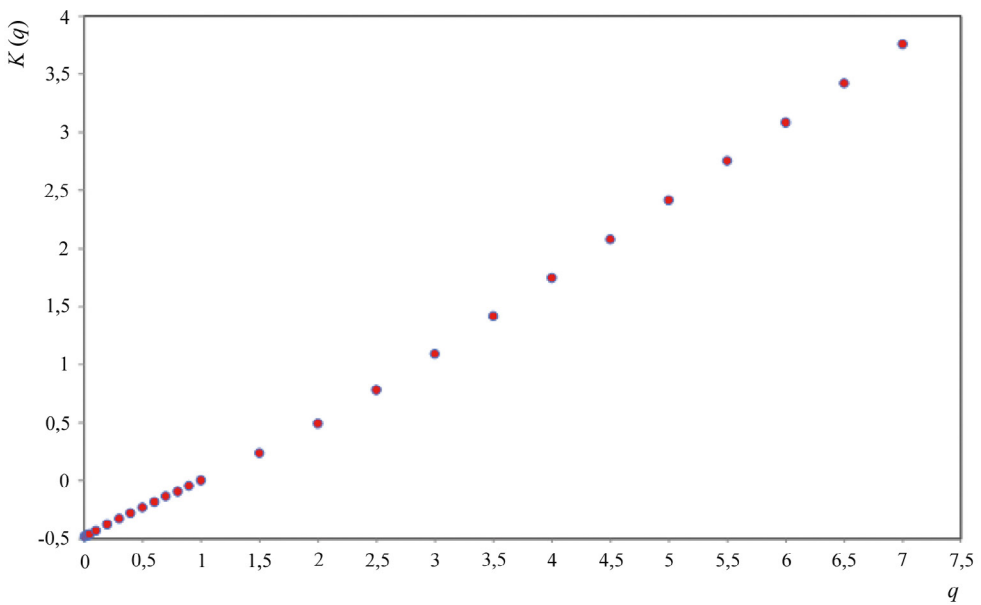
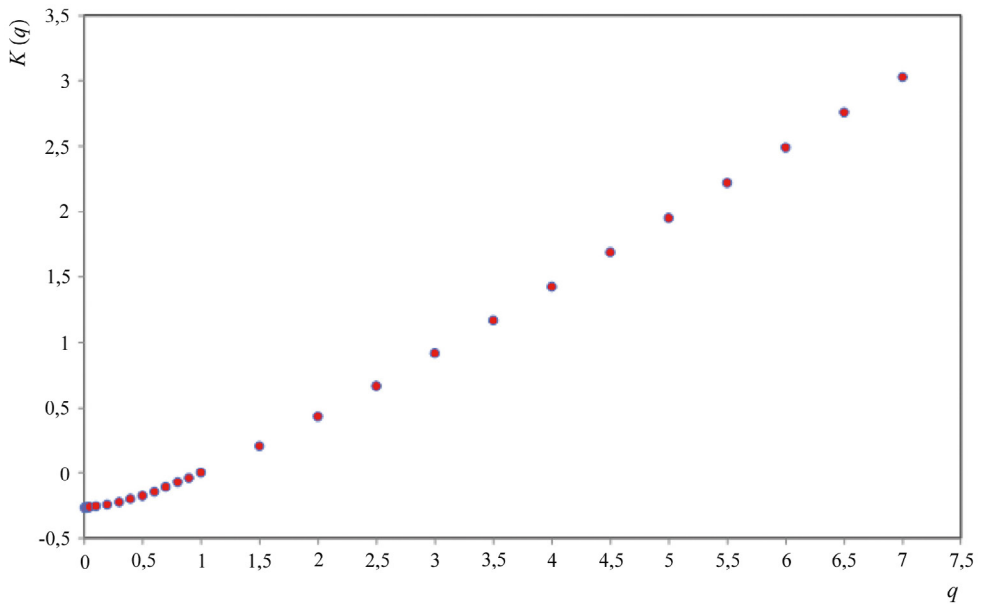
Analizę widmową szeregów czasowych opadów prowadzono zgodnie z metodyką opisywaną szczegółowo przez Licznara [2009]. Do realizacji obliczeń widma mocy analizowanych szeregów opadowych wykorzystano autorski program obliczeniowy, w którym zaimplementowano algorytm służący szybkiej transformacji Fouriera. W programie tym na końcu obliczeń przeprowadzono wygładzanie widm dla wysokich częstotliwości (tak jak było to rekomendowane w monografiach Limy [1998] i Licznara [2009]). Przykładowe wyniki analiz widmowych dla pozytywnie zweryfikowanych rocznych szeregów opadowych prezentowane są na rysunku 3.6. Na przedstawionych wykresach zobrazowano w przybliżeniu gładki przebieg widma mocy $P(f)$ dla wysokich częstotliwości f , zgodny z zależnością potęgową:

$$P(f) = f^{-\beta} \quad (3.1)$$

Obserwacja powyższa potwierdza prawidłowość struktury czasowej szeregów opadowych. W przypadku poprawnych rejestracji opadów naturalnych, nie powinny pojawiać się wyraźne piki w widmie, będące oznaką silnej okresowości, a spadkowi częstotliwości powinien towarzyszyć systematyczny przyrost mocy widma. Przyrost ten można interpretować jako manifestację wyraźnego wzmocnienia widma mocy sygnału poprzez rzadziej występujące, intensywne zdarzenia opadowe, rozumiane jako osobliwości w teorii multifraktali [de Lima 1998; Licznar 2009].



Rys. 3.6. Przykładowe widma mocy uzyskane dla 1-min szeregów czasowych opadów z deszczomierza zainstalowanego na stacji Ustka: z 1990 r. (zdigitalizowane rejestracje pluwiograficzne) (górný panel) i z 2013 r. (rejestracje z elektronicznego deszczomierza korytkowego) (dolny panel)



Rys. 3.7. Empiryczne przebiegi funkcji skalowania momentów $K(q)$ dla 1-min szeregów czasowych rejestracji natężeń opadów z przykładowej stacji Białystok dla 1986 (górny panel) i dla 2012 roku (dolny panel)

W przypadku dużej liczby deszczomierzy, zauważono na wykresach widm występowanie zjawiska tzw. załamania skalowania (ang. *scaling break*), czyli zmiany nachylenia widma (wykładnika β we wzorze (3.1)) dla częstotliwości f odpowiadającej czasom od około 30 minut do 1 godziny. Na koniec, dla początkowego zakresu widm najwyższych częstotliwości f sięgających do około 10 godz.⁻¹ (odpowiadających czasom około 6 minut), obserwowano ich prawie płaski przebieg, typowy dla białego szumu. Jest to naturalnym efektem błędu metrologicznego, swoistego dla deszczomierzy elektronicznych (zwłaszcza typu korytkowego) nieopatrzących prawidłowo odwzorować małoskalowej dynamiki natężeń opadów. Zjawisko to jest szczegółowo dyskutowane w publikacji Licznara i in. [2011b].

Ocenę jakości szeregów opadowych z użyciem metody momentu śladu przeprowadzono zgodnie z metodyką opisaną szczegółowo w monografii Licznara [2009], z wykorzystaniem oryginalnego programu obliczeniowego. Program ten umożliwiał analizę skalowania momentów śladu w obrębie skal czasowych odpowiadających czasom od 1 minuty do 3 dni. Rząd obliczanych momentów śladu q zawierał się w przedziale od 0 do 7. Rezultaty działania programu, w postaci ostatecznie uzyskanych empirycznych funkcji $K(q)$, przedstawiono na rysunku 3.7 na przykładzie szeregów czasowych ze stacji Białystok z lat 1986 i 2012.

Otrzymywane wykresy empirycznych funkcji $K(q)$ dla różnych stacji i lat rejestracji miały przebieg analogiczny do tego na rysunku 3.7. Należy podkreślić, że nie jest to kształt w pełni zgodny z przebiegiem teoretycznej funkcji skalowania dla procesu opadowego będącego idealną strukturą multifraktalną. Niemniej otrzymywane wyniki wykazywały zgodność z opublikowanymi wykresami empirycznych funkcji $K(q)$ dla zweryfikowanych szeregów opadowych z różnych części Europy [Lima 1998; Licznar 2009]. Było to niezależnym potwierdzeniem poprawności struktury czasowej opracowanych szeregów czasowych opadów zawartych w bazie PANDa. Na koniec warto zauważyć, że także badania funkcji $K(q)$, podobnie jak analiza widmowa, dowiodły nieco lepszej jakości szeregów powstałych w wyniku digitalizacji zapisów pluwiograficznych w stosunku do zapisów z deszczomierzy elektronicznych. Wykres funkcji $K(q)$ na rysunku 3.7 dla zdigitalizowanych zapisów pluwiograficznych z 1986 r. jest funkcją wypukłą dla niskich wartości q , a zatem jest bliższy w przebiegu do teoretycznej multifraktalnej funkcji skalowania momentów $K(q)$ niż wykres uzyskany dla rocznego szeregu opadowego zarejestrowanego z użyciem deszczomierza elektronicznego w 2012 roku.

3.3. Podsumowanie

Opracowana na potrzeby projektu PANDa cyfrowa baza szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej obejmuje zbiór łącznie 3000 stacyj-lat rejestracji opadów, wynikający ze zgromadzenia i uporządkowania 30-letnich rejestracji opadów z sieci stu deszczomierzy.

Baza ma charakter ogólnopolski, gdyż wytypowana sieć deszczomierzy obejmuje cały obszar kraju. Lokalna gęstość przyjętej sieci deszczomierzowej była dostosowana w przybliżeniu do zróżnicowania maksymalnych natężeń deszczów miarodajnych na terenie Polski, wykazanego we wcześniejszych pracach. Na południu kraju, w obszarach górskich Sudetów i Karpat o silnie zróżnicowanych warunkach opadowych, sieć deszczomierzy była najgęstsza.

W bazie dokonano ujednoczenia formatu rejestracji pochodzących z deszczomierzy różnego typu. Przeprowadzono digitalizację zapisów pluwiograficznych i asymilację danych z elektronicznych

deszczomierzy korytkowych. Wszystkie te dane zapisano w postaci ujednoliconych pseudoszeręgów czasowych o 1-minutowej rozdzielczości.

Szeregi czasowe opadów zapisane do bazy danych zostały poddane weryfikacji pod kątem prawidłowości ich struktury czasowej. Wykorzystano w tym celu nowoczesne narzędzia warsztatu badań fraktalnych i multifraktalnych (analizę widmową i metodę momentu śladu).

Cyfrowy format bazy otwiera możliwości jej elastycznej eksploracji, ukierunkowanej na wydzielenie maksymalnych fazowych natężeń deszczów miarodajnych dla całej hierarchii czasów trwania. Cyfrowa baza danych o tak bogatych zasobach rejestracji opadów o wysokiej rozdzielczości czasowej nie była dotychczas podstawą opracowania modeli opadów miarodajnych w Polsce.

Bibliografia

- Barring L., 1992, Comments on "Breakpoint representation of rainfall", *Journal of Applied Meteorology*, 31 (12), 1520-1524, DOI: 10.1175/1520-0450(1992)031<1520:COROR>2.0.CO;2
- Błaszczak W., 1954, Spływy deszczowe w sieci kanalizacyjnej (wytyczne do normatywu), *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, 9, 262-271
- Bogdanowicz E., Stachý J., 1998, Maksymalne opady deszczu w Polsce – charakterystyki projektowe, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Hydrologia i Oceanologia*, 23, 85 s.
- Cebulak E., Farat R., Kaczorowska R., Niedźwiedz T., Plenzler W., 1987, Opady atmosferyczne. Maksymalne sumy opadów ulewnych, [w:] *Atlas hydrologiczny Polski*, J. Stachý (red.), Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa
- Licznar P., 2001, Automatyzacja przetwarzania danych pluwiograficznych w procesie wyznaczania wskaźnika erozyjności deszczu, *Folia Universitas Agriculturae Stetinensis*, 217, Seria Agricultura, 87, 125-128
- Licznar P., 2009, Generatory syntetycznych szeregów opadowych do modelowania sieci kanalizacji deszczowych i ogólnospławnych, *Monografie*, 77, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław, 179 s.
- Licznar P., 2018, Analiza opadów atmosferycznych na potrzeby projektowania systemów odwodnienia, *Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN*, 137, 197 s.
- Licznar P., Łomotowski J., Rojek M., 2005, Pomiary i przetwarzanie danych opadowych dla potrzeb projektowania i eksploatacji systemów odwodnieniowych, *Futura*, Poznań, 100 s.
- 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, (3-4) 563-578, DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.12.014
- Licznar P., Schmitt T.G., Rupp D.E., 2011b, Distributions of microcanonical cascade weights of rainfall at small timescales, *Acta Geophysica*, 59 (5), 1013-1043, DOI: 10.2478/s11600-011-0014-4
- Lima M.I.P. de, 1998, Multifractals and the temporal structure of rainfall, *Doctoral dissertation*, Wageningen Agricultural University, Wageningen
- Rózdżyński K., 1996, *Miernictwo meteorologiczne*, Tom 2, IMGW, Warszawa, 254 s.
- Suligowski R., 2013, Maksymalny wiarygodny opad na Wyżynie Kieleckiej, *Wydawnictwo Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce*, 230 s.

4. MAKSYMALNE WYSOKOŚCI I NATĘŻENIA OPADÓW I ICH MODELE

Paweł Licznar, Katarzyna Siekanowicz, Michał Oktawiec / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wrocławska

Janusz Zaleski, Paweł Wilk, Sławomir Wereski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Karol Mikołajewski / Retencjapl Sp. z o.o.

W niniejszym rozdziale przedstawiono syntezę wyników prac zespołu pracowników IMGW-PIB oraz Retencjapl Sp. z o. o. zrealizowanych w ramach drugiego etapu projektu PANDa. Etap ten rozpoczął się z chwilą ukończenia prac nad utworzeniem cyfrowej bazy szeregów opadowych dla stu stacji na terenie Polski z trzydziestolecia 1986-2015. Na podstawie tej bazy wyszukiwano dla poszczególnych stacji maksymalne fazowe wysokości (natężenia) deszczów o różnych czasach trwania, w zakresie od 5 do 4320 minut, które uporządkowywano w nierosnące szeregi rozdzielcze. Wydzielane maksymalne wysokości (natężenia) opadów fazowych były poddawane weryfikacji z użyciem dostępnych, niezależnych źródeł informacji o opadach. Zweryfikowane zbiory maksimów opadowych z sieci stu stacji pozwoliły na ustalenie najwyższych opadów dla czasów trwania w zakresie od 5 do 4320 minut. Rekordy te porównano z podawanymi w literaturze wartościami maksymalnych opadów na świecie i w Polsce. Ustalono zależności wiążące maksymalne wysokości opadów fazowych z bazy danych projektu PANDa z czasami ich trwania. Szeregi rozdzielcze maksymalnych wysokości i natężeń deszczów poddano kompleksowej analizie statystycznej. W pierwszej kolejności opracowano proste modele fizyczne, mogące znaleźć zastosowanie w projektowaniu systemów odwodnienia dla częstości deszczów obliczeniowych od $C = 1$ rok do $C = 10$ lat i czasów trwania od $t = 5$ min do $t = 4320$ min. Wykonane prace pozwoliły na rozpoznanie nieciągłości w strukturach modeli opadowych w funkcji czasów ich trwania.

Najważniejszą częścią przeprowadzonych badań była próba dopasowania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa do wydzielonych i zweryfikowanych szeregów rozdzielczych maksymalnych wysokości opadów miarodajnych. Dopasowania różnego typu rozkładów teoretycznych dokonano dla 1600 zbiorów maksymalnych wysokości opadów fazowych, stanowiących kombinację szesnastu analizowanych czasów trwania (faz) opadów i stu analizowanych deszczomierzy w Polsce. Jakość uzyskiwanego dopasowania rozkładów była weryfikowana przy użyciu testów statystycznych i oceniana za pomocą kryterium informacyjnego Akaike. Celem tych analiz było wyłonienie optymalnego rozkładu prawdopodobieństwa do opisu maksymalnych wysokości opadów na obszarze Polski.

4.1. Maksymalne opady fazowe

Badania analityczne zostały przeprowadzone dla czasów trwania równych: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut, przez zespół IMGW-PIB, który opracował oryginalne oprogramowanie pozwalające na wyszukiwanie maksymalnych wysokości opadów dla zadanych przedziałów czasowych. Wyszukiwanie odbywało się w ruchomym (przesuwnym) oknie czasowym o rozmiarze długości czasu analizowanej fazy, nakładanym na przeglądane 1-minutowe szeregi czasowe.

W opublikowanych pracach zauważa się brak jednolitej definicji niezależnych przedziałów czasowych (faz) deszczu. Różni badacze rozumieli je jako fazy pochodzące z różnych deszczów (choć unikali zdefiniowania pojęcia zdarzenia opadowego) lub też przyjmowali w sposób subiektywny różne przedziały czasu, które powinny rozdzielać poszczególne maksymalne fazy deszczu. Biorąc pod uwagę brak spójności źródeł literaturowych, a zarazem chcąc uniknąć eliminacji pewnej części potencjalnych maksimów, postanowiono nie narzucać takich przerw. Przyjęto, że wydzielane fazy mogą ze sobą sąsiadować w szeregu czasowym, ale nigdy, nawet częściowo, nie nakładają się na siebie [Oktawiec i in. 2019]. Metodą tą, zdaniem jej autorów, prowadzi do ustalenia złożonych hietogramów, mieszczących się w obrębie wydzielanych faz, o najwyższych opadach maksymalnych.

Wyboru opadów maksymalnych z szeregu opadowych dokonywano dwiema metodami:

- metodą maksimów rocznych opadów AMS (ang. *annual maximum series*), która polega na wyborze dokładnie jednego maksymalnego opadu (o maksymalnym natężeniu fazowym) z każdego roku kalendarzowego;
- metodą serii największych wartości AE (ang. *annual exceedance*), która polega na wyborze maksymalnych opadów (o maksymalnym natężeniu fazowym) niezależnie od daty wystąpienia, a liczba wybranych maksymalnych zdarzeń opadowych równa się liczbie lat obserwacji (trzydzieści obserwacji z 30 lat).

Metoda AE odpowiadała metodzie przewyższeń POT (ang. *peak over threshold*), a więc wyborowi wszystkich kolejnych trzydziestu maksymalnych opadów (o maksymalnym natężeniu fazowym) przekraczających pewien ustalony poziom (próg), odpowiadający opadowi o częstotliwości $C = 1$ rok. Metodę POT uznano za wiodącą, gdyż prowadzi do uzyskiwania szeregów rozdzielczych najwyższych maksimów opadów i jest aktualnie zalecana w hydrologii miejskiej do budowy modeli opadowych [Kotowski i in. 2010]. Stąd też, w dalszych badaniach skupiono uwagę na maksimach fazowych wyznaczonych metodą POT i na ich podstawie opracowano modele fizyczne i probabilistyczne opadów.

Mając na uwadze znaczący wpływ wyznaczonych wielkości przedziałowych (fazowych) wysokości opadów maksymalnych na końcową wiarygodność atlasu PANDa, zdecydowano się na ich niezależną weryfikację, którą przeprowadził zespół Retencjapl. W tym celu cała cyfrowa baza szeregów opadowych projektu PANDa (3000 stacyj-lat rejestracji opadów) została wczytana do systemu RainBrain (internetowej bazy dedykowanej akwizycji i przetwarzaniu danych z deszczomierzy), którego funkcjonalność poszerzono o obliczanie maksymalnych fazowych wysokości (natężeń) opadów metodami AMS i POT. Uzyskano w ten sposób elastyczną i niezależną platformę służącą do kontroli i archiwizacji wyników przekazywanych przez IMGW-PIB. W tabeli 4.1 przedstawiono przykładowe szeregi rozdzielcze maksymalnych fazowych natężeń opadów ustalone metodą POT i uporządkowane z zastosowaniem systemu RainBrain.

Zbiór obliczonych (wyznaczonych empirycznie) fazowych wysokości (natężeń) opadów krótkotrwałych poddano kompleksowej analizie. Pierwszym jej efektem było ustalenie globalnych kryteriów wyodrębnienia opadów maksymalnych wyznaczonych metodą przewyższeń (POT). Próg odcięcia dla opadów maksymalnych (powyżej $C = 1$ rok) – h_{min} wyrażony w mm – dla wszystkich analizowanych stacji w projekcie PANDa opisano zależnościami:

- dla czasów trwania t od 5 do 15 minut:

$$h_{min} = 2,308t^{0,48} \quad (4.1)$$

- dla czasów trwania t od 30 do 4320 minut (trzech dób):

$$h_{min} = 4,321t^{0,24} \quad (4.2)$$

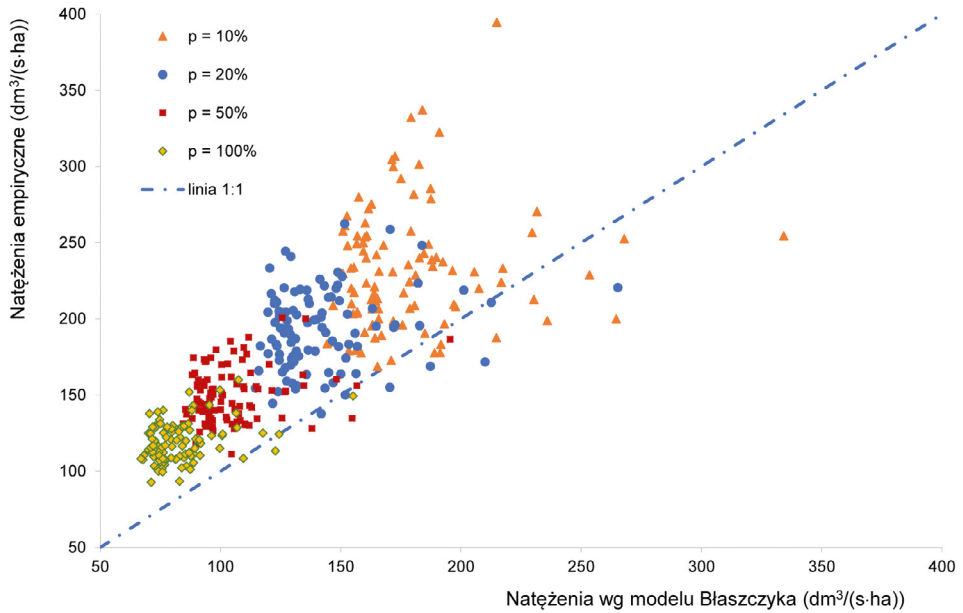
Szczegółowe wyniki badań nad kryteriami wyodrębnienia opadów maksymalnych wyznaczanych metodą przewyższeń (POT) zawarto w publikacji Burszty-Adamiak i in. [2019].

Wyznaczone empirycznie wartości fazowych natężeń opadów metodą POT, odpowiadające standardowo przyjmowanym w hydrologii miejskiej poziomom prawdopodobieństwa $p = 10\%$, 20% , 50% , 100% (odpowiadających częstościom $C = 10$ lat, $C = 5$ lat, $C = 2$ lata, $C = 1$ rok), porównano z ich estymatami według historycznych modeli opadowych Błaszczyka [1954] oraz Bogdanowicz i Stachyego [1998]. Na rysunkach 4.1 i 4.2 zaprezentowano przykładowe porównanie wartości natężeń opadów dla charakterystycznego czasu 15 minut i prawdopodobieństw $p = 10\%$, 20% , 50% i 100% z wartościami estymat z modeli opadowych Błaszczyka [1954] oraz Bogdanowicz i Stachyego [1998] dla analizowanych stacji projektu PANDa. Wykazano przy tym wyraźne rozbieżności pomiędzy rzeczywistymi, aktualnie wyznaczonymi natężeniami opadów miarodajnych, a ich wartościami obliczonymi z historycznych modeli opadowych. Zaobserwowano brak skorelowania maksymalnych natężeń opadów ze średnioroczną wysokością opadów, co jest podstawowym założeniem modelu Błaszczyka. Stwierdzono, że model Błaszczyka zaniża wartości natężeń deszczów miarodajnych o około 33% w skali całego kraju. W odniesieniu do modelu Bogdanowicz i Stachyego zakwestionowano przede wszystkim poprawność przyjętej przez jego autorów metody regionalizacji. Zauważono także, że model Bogdanowicz i Stachyego, oparty na metodzie AMS wyszukiwania maksimów opadów, mocno zaniża ich wartości dla $p = 50\%$ i 100% w odniesieniu do wyników uzyskanych metodą POT. Przedstawione wnioski uzasadniają konieczność zastąpienia starych modeli opadowych przez modele nowej generacji. Szczegółowe wyniki analiz wartości wyznaczonych empirycznie fazowych natężeń opadów w odniesieniu do modelu Błaszczyka oraz Bogdanowicz i Stachyego zawarto w publikacjach Licznara i in. [2018a-b].

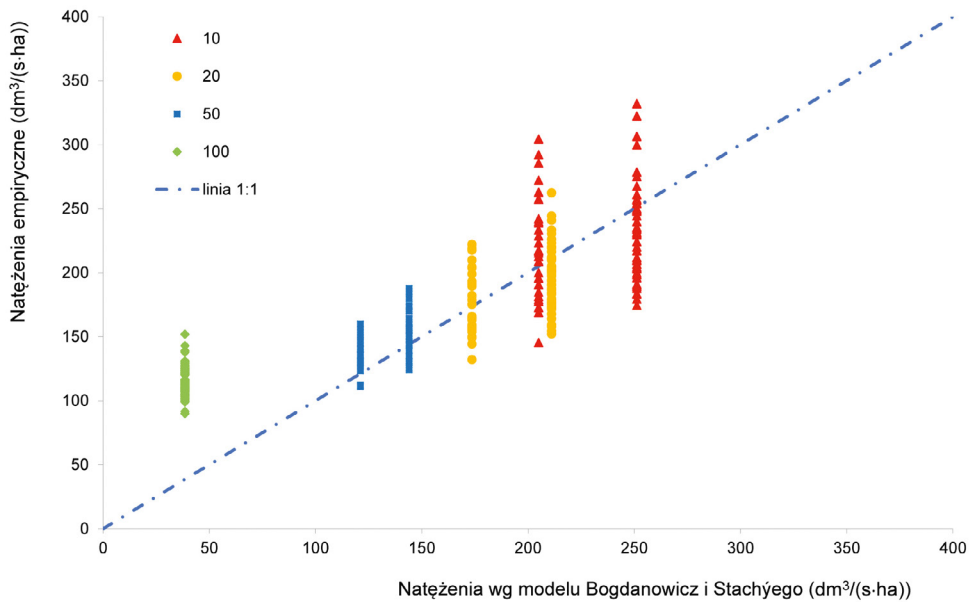
Tabela 4.1. Przykładowe zestawienie obliczeń maksymalnych fazowych natężeń opadów metodą POT z systemu RainBrain dla jednego z analizowanych deszczomierzy; szereg rozdzielczy wartości maksymalnych fazowych natężeń opadów dla czasów trwania od 5 do 4320 minut, odpowiadających częstościom od $C = 30$ lat do $C = 1$ rok; natężenia fazowe wyrażone w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$

Lp.	Czas (min)															
	5	10	15	30	45	60	90	120	180	360	720	1080	1440	2160	2880	4320
1	1139	664,6	443,8	222,4	148,3	111,3	75,43	57,53	38,70	20,23	10,12	7,284	5,995	5,309	4,039	2,924
2	315,9	250,0	190,6	143,6	108,5	88,33	65,93	55,14	36,85	19,39	9,899	6,599	5,177	4,506	3,987	2,658
3	313,5	220,0	183,7	131,1	107,8	82,22	60,56	45,97	31,67	16,86	9,491	6,583	4,977	4,081	3,130	2,128
4	297,1	210,0	182,2	122,8	98,46	74,66	52,69	42,64	29,54	16,25	9,212	6,425	4,949	3,828	2,901	2,043
5	296,7	198,7	170,0	116,7	90,51	69,15	49,88	39,17	29,51	16,16	8,194	5,988	4,819	3,691	2,768	1,959
6	281,2	198,3	154,4	107,3	77,83	66,29	49,30	38,40	28,98	16,16	8,102	5,756	4,363	3,596	2,714	1,910
7	280,0	196,7	154,4	100,6	75,41	58,97	47,82	37,66	28,43	15,46	8,079	5,463	4,317	3,497	2,647	1,908
8	267,4	188,8	150,3	97,78	69,63	58,37	45,37	37,44	26,57	14,93	7,731	5,401	4,251	3,427	2,572	1,890
9	266,7	188,3	148,2	90,73	67,84	55,83	43,52	36,44	26,53	14,72	7,518	5,338	4,236	3,213	2,410	1,851
10	263,0	184,7	146,7	89,44	67,41	54,17	41,11	35,83	26,45	14,58	7,500	5,154	4,170	3,091	2,326	1,845
11	258,9	178,9	146,7	88,33	65,75	53,71	39,98	34,58	26,03	14,43	7,483	4,994	4,133	3,043	2,283	1,729
12	249,5	177,0	145,7	86,31	64,89	53,45	39,83	34,39	25,81	13,53	7,373	4,948	4,051	3,022	2,266	1,713
13	246,7	175,5	145,7	86,19	61,85	52,26	38,92	33,25	25,08	13,43	7,297	4,939	3,912	2,965	2,251	1,606
14	240,0	173,6	131,8	84,14	61,18	51,76	38,20	31,60	24,96	13,06	7,134	4,923	3,895	2,961	2,249	1,602
15	239,1	171,7	131,3	83,89	60,37	51,11	37,78	29,19	23,91	13,01	7,053	4,910	3,866	2,909	2,221	1,584
16	231,8	171,6	130,0	82,96	60,37	50,28	37,21	29,10	23,76	12,74	6,944	4,829	3,810	2,889	2,194	1,551
17	230,0	170,0	128,9	81,67	58,95	49,02	36,85	28,89	22,76	12,49	6,766	4,815	3,778	2,878	2,194	1,547
18	220,7	168,3	128,0	79,87	58,15	48,89	36,48	28,74	22,41	12,39	6,737	4,769	3,759	2,807	2,182	1,530
19	220,4	165,8	127,5	78,26	57,36	48,84	35,79	28,47	21,85	12,22	6,713	4,688	3,723	2,772	2,161	1,525
20	213,9	165,3	125,9	77,78	56,30	48,58	35,74	28,22	21,39	12,04	6,652	4,660	3,693	2,716	2,159	1,524
21	210,0	163,5	123,3	77,48	55,92	47,22	34,07	27,78	20,20	11,88	6,594	4,617	3,682	2,701	2,127	1,522
22	210,0	161,6	121,1	77,22	55,56	45,56	33,72	27,36	19,63	11,49	6,536	4,534	3,662	2,685	2,083	1,516
23	206,7	149,3	119,0	76,67	55,52	44,44	33,33	27,17	19,47	10,84	6,526	4,528	3,647	2,655	2,083	1,501
24	203,3	148,3	117,6	76,19	55,41	44,20	32,78	26,39	18,98	10,42	6,464	4,511	3,623	2,654	2,060	1,479
25	202,0	146,0	117,4	76,15	55,37	43,55	31,82	25,97	18,81	10,12	6,435	4,477	3,621	2,577	2,025	1,458
26	201,8	141,7	114,4	71,69	55,20	42,50	30,98	25,57	18,24	10,12	6,407	4,475	3,611	2,569	2,017	1,454
27	197,6	141,7	113,3	69,21	55,19	42,19	30,74	25,31	18,16	10,04	6,389	4,460	3,566	2,500	2,014	1,448
28	196,7	138,9	112,3	69,21	53,52	41,67	30,37	24,69	18,15	9,954	6,371	4,435	3,549	2,464	1,991	1,431
29	196,6	137,1	111,6	68,89	53,33	41,58	29,63	24,58	18,12	9,909	6,196	4,429	3,542	2,455	1,973	1,385
30	195,9	135,9	108,2	66,47	52,40	41,39	29,44	24,58	18,06	9,630	6,014	4,396	3,520	2,440	1,947	1,354

Równoległe do rozpoznania wartości fazowych wysokości opadów maksymalnych stworzono bazę o czasie ich wystąpienia. Rekordy tej bazy zawierały informację o dacie, godzinie i minucie rozpoczęcia faz opadów maksymalnych. Zauważono, że mimo nienarzucania w procesie wyszukiwania maksimum minimalnego przedziału czasu rozdzielającego poszczególne maksymalne fazy deszczu, w otrzymywanych szeregach rozdzielczych dla trzydziestu największych wartości odnotowano tylko nieliczne przypadki sąsiadujących ze sobą terminów ich wystąpienia (miały one miejsce dla najkrótszych faz o długości 5, 10 i 15 minut). Zbiory danych o terminach wystąpienia opadów maksymalnych posłużyły również analizie okresów występowania opadów maksymalnych na obszarze Polski. Wykazano, że ponad 70% największych opadów fazowych wydzielonych w ramach projektu PANDa miało miejsce w miesiącach czerwiec-sierpień. Szczegółowe wyniki tych analiz opublikowano w artykule Burszty-Adamiak i Licznara [2018].



Rys. 4.1. Porównanie empirycznie wyznaczonych i oszacowanych modelem Blaszczyka natężeń deszczu (dane ze stu deszczomierzy, czas trwania 15 minut, prawdopodobierstwa: 10%, 20%, 50% i 100%) [Licznar i in. 2018b]



Rys. 4.2. Porównanie empirycznie wyznaczonych i oszacowanych modelem Bogdanowicz i Stachyego natężeń deszczu (dane z siedemdziesięciu dziewięciu deszczomierzy w obszarze modelu Bogdanowicz i Stachyego, czas trwania 15 minut, prawdopodobierstwa: 10%, 20%, 50% i 100%) [Licznar i in. 2018a]

4.2. Weryfikacja maksimów opadów

Szeregi rozdzielcze wydzielonych maksymalnych natężeń (wysokości) opadów fazowych poddano analizom QA (ang. *quality assurance*), których celem była weryfikacja wiarygodności ustalonych szeregów rozdzielczych maksymalnych opadów fazowych. Prace te zostały wykonane przez zespół IMGW-PIB, gdyż ich przeprowadzenie wymagało dostępu do innych, niezależnych źródeł informacji o opadach. W analizach QA wykorzystano dane archiwizowane w Centralnej Bazie Danych Historycznych (CBDH) IMGW-PIB, zapisy synoptyczne oraz rejestracje z sieci radarowej POLRAD.

Źródłem dobowych sum opadów w CBDH są przede wszystkim odczyty z niezależnych deszczomierzy Hellmanna, względnie odczyty z urządzeń automatycznych, ale po wieloetapowej weryfikacji. Jest to bogata i wiarygodna baza pozwalająca na sprawdzenie maksimów ze wszystkich stacji w pełnym przekroju 30 lat. Tylko dla kilku stacji meteorologicznych (o pomiarze automatycznym) nie było możliwości wykonania pełnej weryfikacji (braki dotyczyły kilku lat spośród całego zbioru 3000 stacyj-lat). Dla każdej ze stu stacji weryfikacji poddawano trzydzieści najwyższych opadów wydzielonych metodą POT dla każdego z szesnastu analizowanych czasów trwania (razem czterysta osiemdziesiąt przypadków dla każdej spośród stu stacji). Zdarzeniom tym przyporządkowano sumę opadów (względnie 2-dniowe, 3-dniowe lub 4-dobowe sumy opadów dla dłuższych faz) dla dób (od 6 do 6 UTC dnia następnego), w których zawarta była faza opadu maksymalnego. Dla każdego zdarzenia obliczano następnie iloraz R_p pomiędzy wysokościami opadów dobowych z CBDH P_H (mm), a wysokościami opadów maksymalnych fazowych P_{max} (mm):

$$R_p = \frac{P_H}{P_{max}} \quad (4.3.)$$

Na podstawie dotychczasowych doświadczeń zebranych przez Państwową Służbę Hydrologiczno-Meteorologiczną (PSHM) przyjęto, jako progową, minimalną dopuszczalną wartość ilorazu R_p równą 0,9 (co wynika z dokładności stosowanych deszczomierzy oraz małoskalowej zmienności opadów).

Bazując na dobowych sumach opadów zarchiwizowanych w CBDH, zweryfikowano łącznie 47493 maksymalnych opadów fazowych. Dla pozostałych 507 opadów (ok 1% całego zbioru maksimów) nie dysponowano danymi o opadach z CBDH. Poprawność wyznaczonych maksimów potwierdzono w pierwszej turze weryfikacji dla 44429 opadów fazowych. Dla 1161 przypadków stwierdzono brak opadu o podanej wysokości w tym czasie. Kolejne 1466 zaklasyfikowano jako potencjalnie błędne, gdyż maksyma fazowe opadów były wyraźnie wyższe od sum dobowych opadów z deszczomierzy Hellmanna (iloraz R_p poniżej 0,9). Dla 437 przypadków zauważono możliwy błąd daty w rejestracji pomiaru (co mogło wynikać np. z błędów zegara lub nieczytelnego paska pluwiografu). Wykryte przypadki rozbieżności analizowano w miarę możliwości bardziej szczegółowo, korzystając z dostępności niezależnych danych radarowych oraz konfrontowano z wynikami weryfikacji synoptycznych. W przypadku wykrywanych niezgodności część materiału pomiarowego była ponownie przetwarzana, usuwano z niego błędne zapisy z pluwiografów lub deszczomierzy elektronicznych, obliczano ponownie maksymalne opady fazowe i zestawiano w szeregi rozdzielcze, po czym powtórnie dokonywano ich sprawdzenia.

Drugą niezależną metodą weryfikacji szeregów rozdzielczych obliczonych wysokości maksymalnych opadów krótkotrwałych było wykorzystanie zapisów synoptycznych. Celem tej analizy było jakościowe

potwierdzenie możliwości wystąpienia poszczególnych epizodów opadowych na podstawie sytuacji synoptycznej. Z uwagi na bardzo dużą pracochłonność tej metody, na poszczególnych stacjach weryfikacji poddawano po sześć pierwszych wartości maksymalnych wysokości opadów z szesnastu analizowanych czasów trwania (dziewięćdziesiąt sześć wysokości maksymalnych opadów), determinujących strukturę modeli opadowych dla niskich prawdopodobieństw $p \leq 20\%$, najczęściej stosowanych w hydrologii miejskiej. Metodyka weryfikacji wysokości maksymalnych opadów na bazie zapisów synoptycznych jest przedmiotem osobnego rozdziału w niniejszej monografii. Zakwestionowane w efekcie weryfikacji synoptycznej maksymalne opady (nie było warunków do wystąpienia opadów, a opady zostały zmierzone lub opady występowały, ale ich zmierzone sumy były znacznie wyższe niż wynikałoby to z sytuacji synoptycznej) były szczegółowo analizowane (powracano do źródłowego materiału rejestracyjnego). Analogicznie jak w przypadku weryfikacji w odniesieniu do dobowych sum opadów z CBDH, korygowano fragmenty cyfrowej bazy szeregów opadowych, a w skrajnych przypadkach usuwano błędne rejestracje.

Trzecią niezależną metodą weryfikacji szeregów rozdzielczych obliczonych wysokości maksymalnych opadów krótkotrwałych było wykorzystanie obrazowań radarowych. Celem prac podjętych przez IMGW-PIB było opracowanie i wygenerowanie produktów opadowych, które na podstawie danych radarowych z sieci POLRAD odzwierciedlały opad na powierzchnię gruntu i dawały możliwość niezależnej weryfikacji obliczonych maksimów fazowych opadów. Wejściowe dane radarowe pochodziły z sieci POLRAD i były dostępne dla wielolecia 2007-2015, a sieć radarowa obejmowała swoim zasięgiem dziewięćdziesiąt osiem spośród stu analizowanych deszczomierzy. Metodyka przetworzenia archiwalnych obrazowań radarowych z systemu POLRAD na potrzeby projektu PANDa jest przedmiotem osobnego rozdziału w niniejszej monografii. Z katalogu dostępnych produktów radarowych wybrano: SRI (ang. *surface rainfall intensity*), a więc chwilowe natężenie opadu na założonej wysokości 1 km nad powierzchnią terenu oraz PAC (ang. *precipitation accumulation*), czyli skumulowaną wysokość opadu dla 10-min interwałów czasu, powstałą na podstawie natężeń chwilowych opadów, z uwzględnieniem lokalnej adwekcji pola opadowego. Wymienione produkty SRI i PAC opatrzone były wskaźnikiem ich jakości QI (ang. *quality index*), który charakteryzuje jakość bezwymiarowo w skali od 0 (dane całkowicie błędne) do 1 (dane idealne) [Einfalt i in. 2010]. Produkty SRI oraz PAC eksportowano dla założonych lokalizacji deszczomierzy, tworząc 10-minutowe szeregi czasowe, jako dane typu POINT (w danym pikselu o wymiarach 1 km × 1 km) oraz typu GRID (w kwadracie powstałym z połączenia pobliskich pikseli). Stosowano rozmiary siatek interpolacyjnych GRID 3 km × 3 km lub 5 km × 5 km. Wartość dla oczka siatki była wyznaczana jako: maksymalna z całego GRID (max), wartość średnia (avg) lub jako wartość średnia bez uwzględnienia pikseli z brakiem opadu (avgNo0). Kombinacja wspomnianych parametrów oznaczała generowanie czternastu szeregów czasowych z produktami radarowymi SRI i PAC dla każdego z dziewięćdziesięciu ośmiu analizowanych deszczomierzy w zasięgu sieci POLRAD. Szeregi te wykorzystywano w przypadku analizy maksimów fazowych zakwestionowanych przy weryfikacji synoptycznej oraz w odniesieniu do sum dobowych.

W systemie RainBrain dokonano wydzielenia opadów z produktów radarowych dla terminów zgodnych z występowaniem maksymalnych opadów fazowych dla deszczomierzy dla lat 2007-2015 (rys. 4.3). Choć nie obserwowano przy tym idealnej korelacji czasowej i przestrzennej pomiędzy deszczomierzami a radarem, to zgodność co do wysokości maksymalnych opadów była osiągnięta zazwyczaj dla dłuższych faz (np. opady kilkugodzinne i dobowe).

Status Analiza opadów Maksima opadów Dane radarowe Zdarzenia



Rys. 4.3. Przykładowy szereg czasowy 1-min intensywności chwilowej opadu, zarejestrowany przez deszczomierz (górny wykres) oraz przykładowy szereg czasowy 10-min estymat radarowych wysokości opadów PAC dla pokrywającego się z lokalizacją deszczomierza obszaru o wymiarach 1 km × 1 km (środkowy wykres) w cyfrowej bazie projektu PANDa w systemie RainBrain; dolny wykres obrazuje indeks jakości (QI) szeregu produktu radarowego; wyróżniony kolorem żółtym pas reprezentuje przedział czasu występowania jednego z maksimów dobowych opadów

4.3. Rekordy opadowe

Po zakończeniu procesu weryfikacji maksimów fazowych opadów ze wszystkich stu stacji możliwe było wyłonienie rekordów opadowych, czyli opadów o najwyższych wysokościach dla poszczególnych czasów ich trwania. Na rysunku 4.4 rekordy opadowe, ustalone w ramach projektu PANDa, dla czasów trwania od 5 do 4320 minut przedstawiono w porównaniu do zależności skalowych opadów maksymalnych notowanych na świecie, w Wielkiej Brytanii i w Polsce. Zależności skalowe opadów maksymalnych zamieszczone na ilustracji służą szacowaniu maksymalnych wiarygodnych opadów PMP (ang. *probable maximum precipitation*), które są wykorzystywane do obliczeń maksymalnych wiarygodnych wezbrań PMF (ang. *probable maximum flood*). Formuły opisujące wartości PMP w relacji do czasu trwania opadów mają postać [Banasik, Ostrowski 2010]:

- dla danych światowych:

$$P_D = 422 \cdot D^{0,475} \quad (4.4)$$

- dla danych z Wielkiej Brytanii:

$$P_D = 106 \cdot D^{0,46} \quad (4.5)$$

- dla danych z Polski:

$$P_D = 65 \cdot D^{0,475} \quad (4.6)$$

gdzie: P_D – punktowy maksymalny wiarygodny opad PMP (mm); D – czas trwania opadu (godz.).

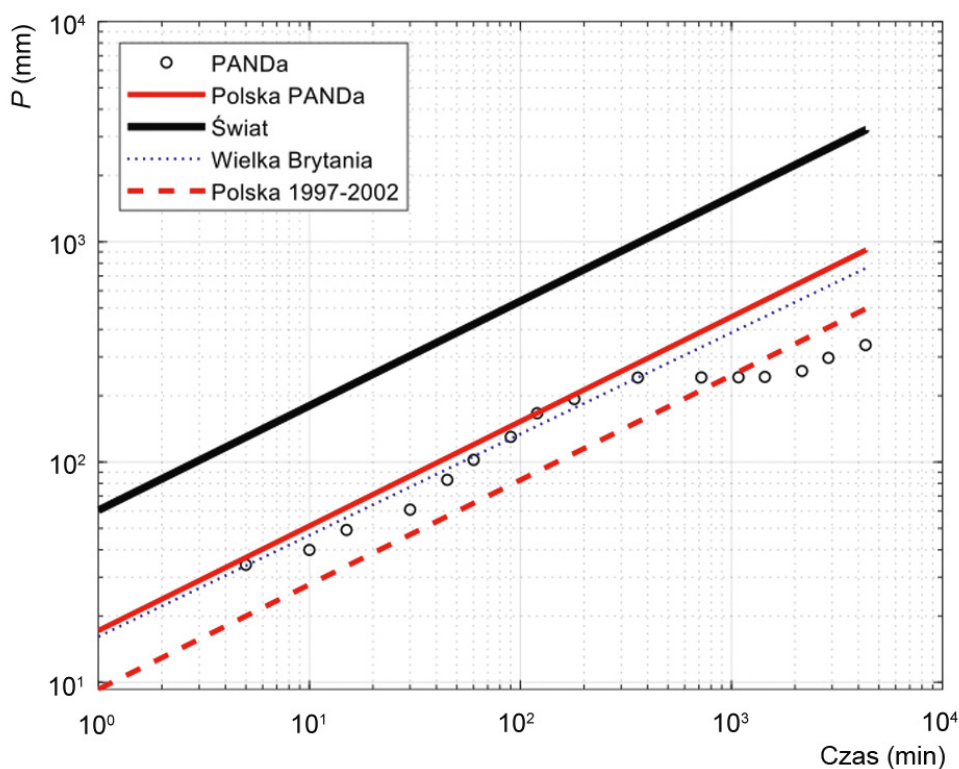
Formuła (4.6) została zaproponowana przez Banasika (cyt. za Banasik, Ostrowski [2010]) na podstawie analizy zbioru rekordów opadowych z Polski, opracowanego przez Ozgę-Zielińską i in. [2003], a następnie dodatkowo rozszerzonego przez Ozgę-Zielińską i Ozgę-Zielińskiego [2003]. Zbiór ten składał się z ekstremów opadowych z okresów:

- katastrofalnej powodzi z lipca 1997 r. z obszaru południowej Polski – z dorzecza górnej Odry i częściowo górnej Wisły;
- powodzi z lipca 1998 r. w Kotlinie Kłodzkiej;
- bardzo intensywnych opadów z 14 lipca 1999 r. na terenach nizinnych w okolicach Warszawy;
- katastrofalnych opadów na obszarze całej Polski w lipcu 2001 r.;
- przejścia fali intensywnych opadów na przełomie sierpnia i września 2002 r. w zachodnich Sudetach, w dorzeczach Kwisy i Bystrzycy, których następstwem były między innymi katastrofalne powiecie w Pradze i Dreźnie.

Jak łatwo zauważyć, maksima fazowe opadów ustalone w ramach projektu PANDa dla czasów trwania krótszych od 1080 minut przewyższały wartości wyliczone równaniem (4.6). Szukając wyjaśnienia tej rozbieżności, należy zwrócić uwagę na kilka czynników. Przede wszystkim cyfrowa baza opadowa projektu PANDa obejmuje obszar całej Polski i zawiera dane opadowe z okresu trzydziestoletniego, podczas gdy

zależność (4.6) została ustalona dla ograniczonego obszaru oraz okresów występowania wzebrań powodziowych od 1997 do 2002 roku. Informacje o ekstremalnych opadach, zgromadzone przez Ozgę-Zielińską i Ozgę-Zielińskiego [2003], dotyczyły opadów o dłuższych czasach trwania, w zakresie od 1 godziny do nawet 30 dni. Jak można domniemywać, były to dane z zestawień pluwiograficznych dla ściśle określonych okresów obserwacji, np. pełnych godzin zegarowych lub pełnych dób. W efekcie zanotowane maksima mogły być niższe od maksimów fazowych wyszukiwanych z ciągłych opadów z wykorzystaniem metody przesuwne go okna czasowego, jak w projekcie PANDa. Ciekawą obserwacją jest przy tym to, że zidentyfikowane ekstrema opadowe dla krótszych czasów trwania w zakresie od 5 do 360 minut były zbliżone do wartości ustalonych w Wielkiej Brytanii. Do szacowania maksymalnych wiarygodnych opadów PMP w Polsce, dla danych zebranych w ramach projektu PANDa, zwłaszcza w przypadku opadów o krótszych, subdobowych czasach trwania, powinno się stosować zależność:

$$P_D = 120 \cdot D^{0,475} \quad (4.7)$$

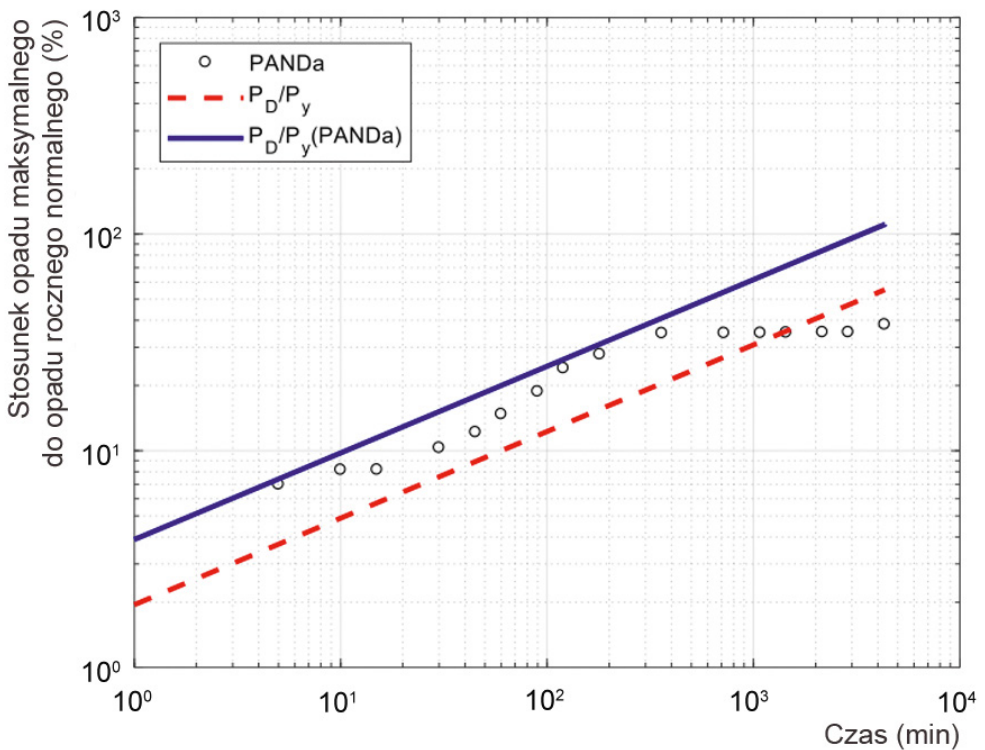


Rys. 4.4. Maksymalne opady wydzielone w ramach projektu PANDa na sieci stu stacji w Polsce dla czasów trwania od 5 do 4320 minut wraz z ich zależnością skalową, na tle analogicznych zależności skalowych opadów maksymalnych notowanych na świecie, w Wielkiej Brytanii i w Polsce, na wybranej grupie stacji w wieloletni 1997-2002

Wartości maksymalnych wiarygodnych opadów PMP ustalone wg zależności (4.7) są ok. 3,5-krotnie niższe od maksymalnych wiarygodnych opadów PMP ustalonych dla całego świata. Jak słusznie zauważyli Ozga-Zielińska i Ozga-Zieliński [2003], nie jest możliwe porównywanie wartości ekstremów opadowych w Polsce z ekstremami opadowymi zarejestrowanymi przez deszczomierze usytuowane w innych strefach klimatycznych lub też na zdecydowanie wyższych wysokościach, a więc w obszarach o ogólnie wyższych sumach opadów rocznych. Z tego względu badacze ci zaproponowali operowanie wartościami względnymi opadów maksymalnych, odniesionymi do rocznych normalnych opadów. Wówczas wartości względne rekordów opadowych z Polski zbliżyły się do wartości względnych światowych rekordów opadowych dla opadów o ponaddobowych czasach trwania z Indii i Filipin i mogły być opisywane wspólną zależnością [Banasik, Ostrowski 2010]:

$$P_D/P_y = 0,10 \cdot D^{0,40} \quad (4.8)$$

gdzie: P_D – punktowy maksymalny wiarygodny opad PMP (mm); P_y – roczny opad normalny (mm); D – czas trwania opadu (godz.).



Rys. 4.5. Wartości względne opadów maksymalnych do rocznych normalnych w funkcji czasu ich trwania, zidentyfikowane w ramach projektu PANDa na sieci stu stacji w Polsce, na tle zależności opisującej stosunek wartości opadu maksymalnego (P_D) do opadu rocznego normalnego (P_y) zaproponowanej przez Banasika i Ostrowskiego [2003] oraz analogicznej zależności dla danych z projektu PANDa

Korzystając ze zbiorów maksymalnych opadów fazowych z projektu PANDa i uwzględniając sumy normalne opadów na stu analizowanych deszczomierzach w analizowanym 30-letnim okresie, wyznaczono względne wartości rekordów opadowych P_D/P_y dla czasów trwania od 5 do 4320 minut. Przeliczone względne wartości rekordów opadowych z projektu PANDa wykraczały wyraźnie ponad linię zdefiniowaną przez równanie (4.8) dla czasów krótszych od 1080 minut (rys. 4.5). Z tego względu zaproponowano zależność wiążącą wartości względnych opadów maksymalnych odniesionych do rocznych normalnych opadów z czasami ich trwania D :

$$P_D/P_y = 0,20 \cdot D^{0,40} \quad (4.9)$$

Formuła (4.9), analogicznie do równania (4.7), rekomendowana jest do stosowania w przypadku krótkich czasów trwania opadów D (w zakresie od 5 do 360 minut). Rozważając prawidłowość postulowanej formuły, warto zwrócić uwagę na dwa odstępstwa, które znalazły się w światowym zbiorze ekstremów przytoczonym przez Ozgę-Zielińską i Ozgę-Zielińskiego [2003]. Były to deszczomierze z Fussen w Bawarii i Curtea de Argeş w Rumunii, a więc jedyne, dla których dysponowano ekstremami opadowymi dla czasów krótszych od 1 godziny. Dla deszczomierzy tych stosunki opadów ekstremalnych do opadów normalnych P_D/P_y wynosiły odpowiednio około 9,5% dla czasu $D = 8$ min i około 27% dla czasu $D = 20$ min. Były to zatem wartości znacznie wykraczające powyżej poziom estymat równania (4.8), odpowiednio 4,5% i 6,4%. W przypadku zastosowania skorygowanej zależności (4.9), uzyskiwane wyniki są dwa razy wyższe i równe odpowiednio 8,9% i 12,9%. Zatem w przypadku deszczomierza z Bawarii w sąsiadujących Niemczech zależność (4.9) zapewnia wynik zbliżony do zarejestrowanego zdarzenia ekstremalnego.

4.3.1. Modele fizyczne opadów maksymalnych

Zweryfikowane szeregi rozdzielcze maksymalnych opadów dla czasów trwania od 5 do 4320 minut były podstawą opracowania modeli fizycznych natężeń deszczów miarodajnych typu IDF (ang. *intensity – duration – frequency*). Wysokościom miarodajnych natężeń fazowych opadów, zestawionym w szeregi rozdzielcze, przypisano empiryczne częstości występowania C :

$$C(m, N) = \frac{N+1}{m} \quad (4.10)$$

gdzie: m – numer wiersza (szeregu); $m = 1, 2, 3, \dots, 30$; N – liczba lat obserwacji ($N = 30$).

Z częstościami tymi powiązane są empiryczne prawdopodobieństwa p obliczane ze wzoru [Ciepielowski, Dąbkowski 2006; Kotowski i in. 2010]:

$$p(m, N) = \frac{m}{N+1} \quad (4.11)$$

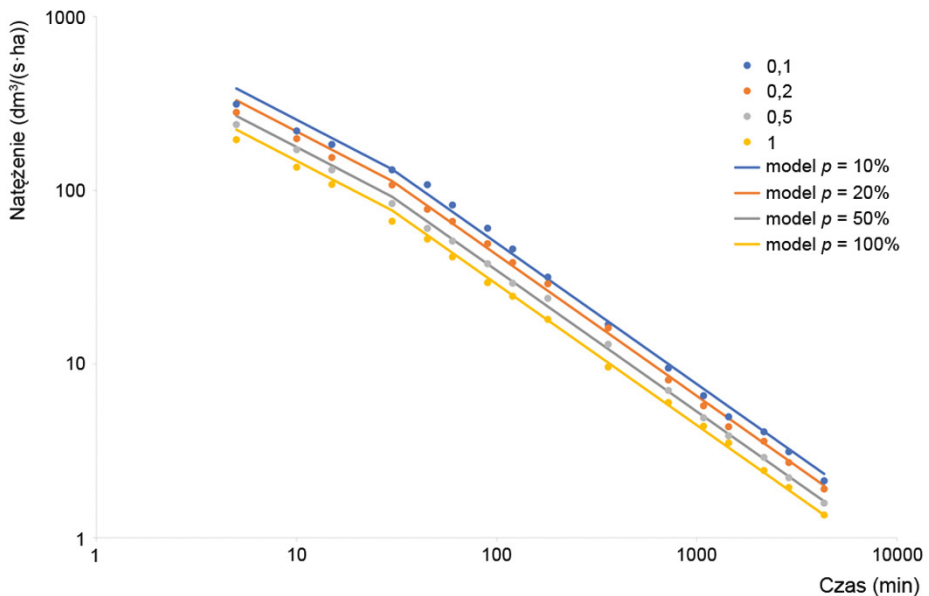
Przy opracowywaniu modeli fizycznych uwagę skupiono na, standardowo stosowanych w projektowaniu i zalecanych w europejskiej normie kanalizacyjnej PN-EN 752:2017, częstościach C występowania deszczów miarodajnych, wynoszących: 10 lat, 5 lat, 2 lata i 1 rok. Wartości natężeń opadów fazowych, o przypisanych częstościach empirycznych równych w przybliżeniu wyżej wspomnianym czterem poziomom

częstości, analizowano w relacji do czasów ich trwania. Służyły do tego wykresy sporządzane w podwójnie logarytmicznej skali osi. Dla wszystkich stu analizowanych deszczomierzy na wykresach tych wartości natężeń deszczów miarodajnych dla poszczególnych częstości C nie układały się wzdłuż pojedynczej linii prostej dla całego zakresu analizowanych czasów trwania opadów (rys. 4.6).

Dla czasów w zakresie od 15 do 60 minut (w zależności od analizowanej stacji pomiarowej) obserwowane było „załamanie”, czyli zmiana nachylenia układu punktów na wykresie. Wspomniane zjawisko było zapewne następstwem nieciągłości właściwości skalowych opadów. Nieciągłość ta została zdiagnozowana przy weryfikacji struktury szeregów opadowych dołączanych do cyfrowej bazy projektu PANDa z użyciem analizy widmowej. Z tej racji wyniki analiz widmowych były wykorzystywane do wstępnego ustalenia czasu załamania funkcji IDF, który był następnie potwierdzany poprzez poszukiwanie maksymalnego skorelowania dopasowywanego modelu fizycznego ze zbiorem obserwacyjnym. Mając to na uwadze, jako strukturę modelu fizycznego natężeń deszczów miarodajnych przyjęto model oparty na klasycznym równaniu natężeń deszczów miarodajnych (4.12). Przy czym parametry równań estymowano dla krótkich i długich czasów trwania opadów (czasów trwania krótszych i dłuższych od czasu punktu załamania funkcji IDF):

$$I = \frac{A}{t^n} \quad (4.12)$$

gdzie: I – natężenie opadu miarodajnego ($\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$); t – czas trwania opadu (min); A , n – parametry zależne od czasu trwania t i częstości C .



Rys. 4.6. Natężenia opadów miarodajnych I , wyrażone w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$, dla przykładowej stacji pomiarowej i prawdopodobieństw p 10%, 20%, 50% i 100% oraz czasów trwania opadów w przedziale od 5 minut do 3 dob (4320 minut) wraz z dobranym modelem IDF

Chcąc uniknąć niefizycznych estymat natężeń deszczów miarodajnych z modelu (4.12), przy wyznaczaniu parametrów przyjęto zasadę, że parametr n powinien mieć tę samą wartość dla wszystkich czterech poziomów częstości C w obrębie każdego z dwóch przedziałów czasu (czasy trwania krótsze i dłuższe od czasu punktu załamania). Dzięki temu nie było możliwe „przecięcie się” zależności widocznych na rysunku 4.6. Z uwagi na większą liczbę punktów pomiarowych, wartości parametrów n i A ustalano wstępnie dla przedziału dłuższych czasów trwania metodą najmniejszych kwadratów. Następnie określano parametry n i A dla przedziału krótkich czasów trwania, przy dodatkowo narzuconym warunku ciągłości modeli dobranych w obydwu domenach na ich styku, a więc dla czasu trwania „załamania”. Przykład dopasowanego modelu fizycznego IDF dla jednej ze stacji pomiarowych projektu PANDa jest prezentowany na rysunku 4.6, a jego parametry są zestawione w tabeli 4.2.

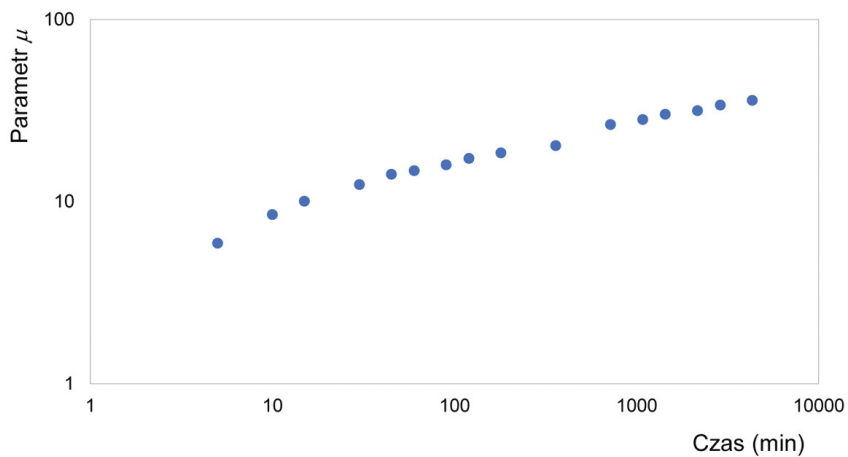
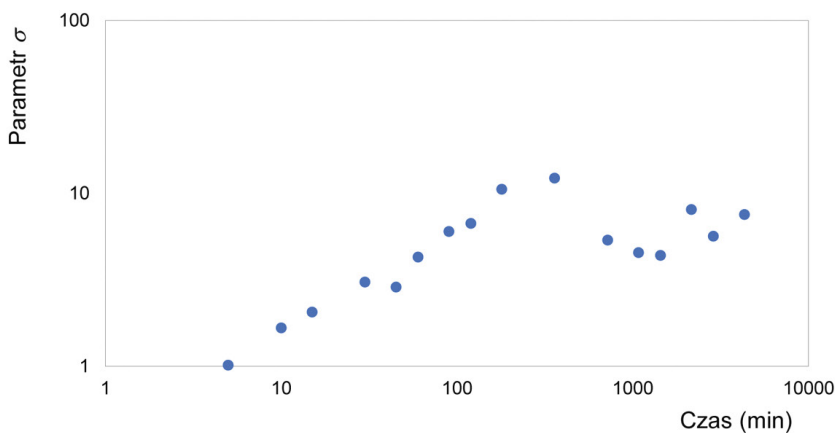
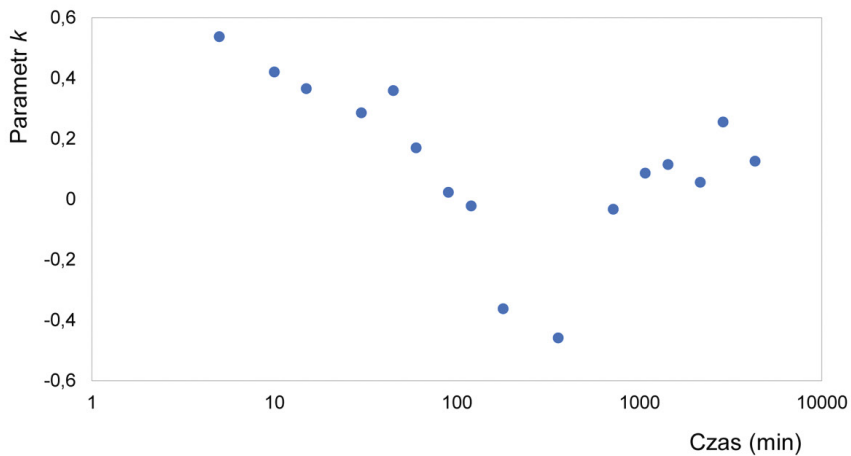
Tabela 4.2. Parametry fizycznego modelu opadowego IDF dla przykładowej stacji pomiarowej

Parametr	Dla czasów trwania opadu							
	od 5 do 30 min i częstości C				od 30 do 4320 min i częstości C			
	10 lat	5 lat	2 lata	1 rok	10 lat	5 lat	2 lata	1 rok
A	1008,5	862,5	700,8	584,1	2097,0	1793,3	1457,3	1214,6
n	0,597	0,597	0,597	0,597	0,812	0,812	0,812	0,812

Opracowane na początkowym etapie projektu PANDa modele fizyczne zostały wykorzystane do weryfikacji modeli probabilistycznych. Ponadto, w przypadku kilku lokalizacji na terenie kraju, znalazły one praktyczne zastosowanie do opracowania lokalnych wytycznych dla projektantów do obliczania i modelowania systemów do odprowadzania i retencjonowania wód opadowych.

4.3.2. Modele probabilistyczne opadów maksymalnych

Poszukiwano modeli probabilistycznych opadów maksymalnych typu DDF (ang. *depth-duration-frequency*). Opracowano je dla, wydzielonych metodą POT i zweryfikowanych, wysokości opadów fazowych, stosując metodykę zaproponowaną przez Kotowskiego i in. [2010]. Na tym etapie badań, w celu sprawdzenia przydatności różnych rozkładów teoretycznych prawdopodobieństwa do opisu empirycznie wyznaczonych maksimów opadowych, zastosowano program EasyFit firmy MathWave. Oceny dopasowania sześćdziesięciu pięciu rozkładów prawdopodobieństwa zaimplementowanych w programie dokonano dla każdej ze stu stacji i każdego z szesnastu czasów trwania (faz). Poszukiwano dopasowania m.in. następujących rozkładów prawdopodobieństwa: trójparametrycznego gamma (Pearsona typ III), Gumbela Max (Fishera-Tippetta typ I max), logarytmiczno-normalnego, trójparametrycznego Weibulla (Fishera-Tippetta typ III min), uogólnionego logistycznego, uogólnionego Pareto, uogólnionego wartości ekstremalnych (GEV), Wakeby. Zestawienie wszystkich zaimplementowanych w programie EasyFit rozkładów można znaleźć w Internecie pod adresem http://www.mathwave.com/articles/distribution_fitting.html. Dobór rozkładów został przeprowadzony z zastosowaniem domyślnej metody największej wiarygodności (ang. *maximum likelihood method*). Ocenę dopasowania rozkładów teoretycznych do danych empirycznych przeprowadzono z użyciem testów: λ -Kolmogorowa, chi-kwadrat (χ^2) oraz Andersona-Darlinga.



Rys. 4.7. Wartości parametrów k , σ i μ uogólnionego rozkładów Pareto dla szesnastu analizowanych czasów trwania (faz) opadów dla przykładowej stacji, tej samej jak na rysunku 4.6

Po ukończeniu obliczeń odrzucono w następnych etapach pracy te rozkłady, które przy analizie 1600 wariantów (sto stacji i szesnastu czasów trwania opadu miarodajnego) nie przeszły pozytywnie choćby jednego z testów dopasowania. Kryterium to spełniały dwadzieścia dwa rozkłady na sześćdziesiąt pięć analizowanych. Jako miarę decydującą o ostatecznym wyborze rozkładu, który najlepiej opisuje prawdopodobieństwo przewyższenia opadu dla każdej ze stu stacji i dla każdego z szesnastu czasów trwania deszczu miarodajnego, użyto kryterium informacyjnego Akaike (*AIC*). Warto przy tym zauważyć, że pomimo stosunkowo małej liczby obserwacji, kryterium *AIC* dawało wyniki spójne z wynikami otrzymywanymi na podstawie skorygowanego kryterium Akaike (*AICc*), co wynikało z faktu, iż większość z najlepiej dopasowanych rozkładów miało tę samą liczbę trzech parametrów.

Chcąc wskazać rozkłady, względnie jeden rozkład teoretyczny, najlepiej opisujące maksymalne wysokości opadów miarodajnych, dla każdej stacji i czasu przypisano rangi analizowanym rozkładom według wielkości *AIC* (im niższa wartość *AIC*, tym wyższa pozycja rangi). Na tej podstawie zbudowano globalne rankingi rozkładów bazujące na sumowaniu rang przyznanych na podstawie kryterium *AIC* – dodając je w obrębie grup wynikających z podziału na czasy trwania (fazy) opadu miarodajnego (sumowanie rang ze stu stacji) oraz z podziału na stacje (sumowanie rang z szesnastu czasów trwania dla każdej ze stacji). Po zsumowaniu rang w powyższych grupach ustalono, że dla wszystkich szesnastu czasów trwania najwyższą pozycję zajął uogólniony rozkład Pareto. Ponadto rozkład ten był najlepszy na osiemdziesięciu ośmiu spośród stu stacji. W przypadku dwunastu pozostałych stacji ranga uogólnionego rozkładu Pareto była wysoka (w ośmiu przypadkach – druga pozycja, w dwóch przypadkach – trzecia, w jednym przypadku – czwarta i w jednym trzynasta). Reasumując te wyniki, uznano uogólniony rozkład Pareto za potencjalnie najlepiej opisujący rozkłady wysokości opadów miarodajnych na obszarze Polski.

Uogólniony rozkład Pareto to rozkład o trzech parametrach (k – parametr kształtu, σ – parametr skali, μ – parametr położenia), którego funkcja gęstości prawdopodobieństwa $f(x)$ i dystrybuanta $F(x)$ mają następującą postać:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left(1 + k \frac{(x-\mu)}{\sigma}\right)^{-1-1/k} & k \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} \exp\left(-\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right) & k = 0 \end{cases} \quad (4.13)$$

$$F(x) = \begin{cases} 1 - \left(1 + k \frac{(x-\mu)}{\sigma}\right)^{-1/k} & k \neq 0 \\ 1 - \exp\left(-\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right) & k = 0 \end{cases} \quad (4.14)$$

gdzie:

$$\mu \leq x < +\infty \text{ dla } k \geq 0 \quad (4.15)$$

$$\mu \leq x \leq \mu - \sigma/k \text{ dla } k < 0 \quad (4.16)$$

Powyższa parametryzacja uogólnionego rozkładu Pareto, przyjęta w programie EasyFit, jest zgodna z prezentowaną przez Fuska i in. [2016] odwołujących się do prac Colesa [2004] oraz De Haana, Ferreiraego [2006]. Niemniej, jak zauważają Fusek i in. [2016], funkcjonuje alternatywna parametryzacja polegająca

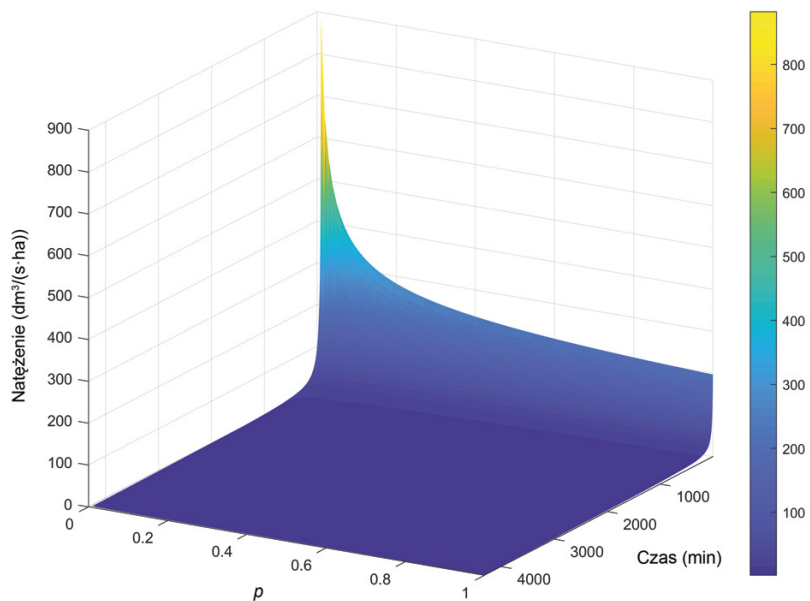
na zastąpieniu parametru k przez $-k$; podając za przykład publikację Hoskinga, Wallisa [1987]. Zmienność otrzymanych wartości parametrów rozkładu jest prezentowana dla przykładowej stacji na rysunku 4.7.

Zbiory dopasowanych parametrów k , σ i μ uogólnionych rozkładów Pareto poddano analizie, poszukując potencjalnych zależności występujących pomiędzy ich wartościami a szesnastoma czasami trwania dla każdego ze stu deszczomierzy. Dla wielu z deszczomierzy, podobnie jak na rysunku 4.7, dla dwóch pierwszych parametrów kształtu k i skali σ obserwowano brak ich wyraźnego skorelowania z wartościami czasów trwania. Jedynie w przypadku parametru położenia μ dla wszystkich deszczomierzy widoczna była wyraźna zależność od czasu. W układzie podwójnie logarytmicznych osi nie była to jednak pojedyncza zależność o charakterze liniowym. Na wykresie wyraźnie rysowały się dwie funkcje liniowe o różnym nachyleniu, z punktem załamania dla czasu 30 minut, analogicznie jak w modelach IDF (rys. 4.6). W praktyce natężenia deszczu z krzywej IDF dla częstości $C = 1$ rok po przeliczeniu na wysokości opadów odpowiadały w przybliżeniu wartościom parametru położenia. Zatem dla wszystkich stu analizowanych deszczomierzy obserwowano wyraźne zależności skalowe dla parametru położenia μ , z punktem załamania spójnym z czasem trwania, dla którego następowała zmiana wykładnika n w modelach fizykalnych, opisywanych wzorem (4.12).

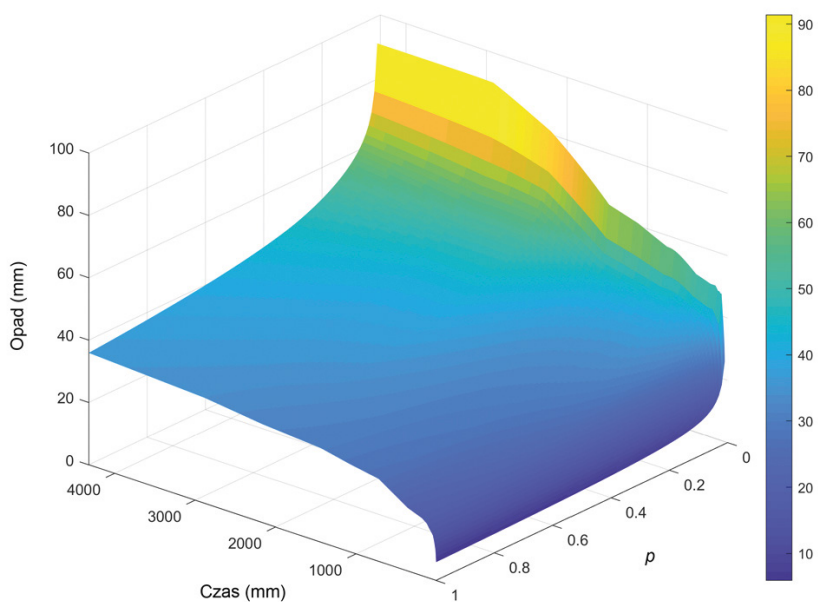
Warto zwrócić uwagę, że w metodyce zaproponowanej przez Kotowskiego i in. [2010], stosując trójparametryczne rozkłady prawdopodobieństwa, np. rozkład Pearsona typ III, postulowano przyjęcie uśrednionej wartości parametru kształtu i wprowadzenie zależności funkcyjnych pomiędzy dwoma pozostałymi parametrami a czasem trwania opadu. Dzięki temu, po uwzględnieniu wspomnianych zależności, autorzy ci mogli opracować formuły analityczne na modele probabilistyczne opadów dla Wrocławia. Formuły te, pomimo bardzo złożonego zapisu formalnego, dają możliwość obliczenia wysokości deszczu miarodajnego dla dowolnej kombinacji czasu trwania i prawdopodobieństwa. Uznano, że podejście to nie musi być powielane w przypadku realizacji projektu PANDa, gdyż efektem opracowania atlasu nie ma być zestaw formuł analitycznych, ale cyfrowa platforma, z której zainteresowani projektanci mogą bezpośrednio odczytać wysokości, względnie natężenia deszczów miarodajnych dla zadanej lokalizacji i interesującej ich kombinacji czasu trwania i prawdopodobieństwa (częstości) występowania. Z tego względu uznano, że pod względem numerycznym łatwiejszym rozwiązaniem jest zapamiętanie w systemie obliczeniowym stabilizowanych wartości parametrów k , σ i μ dla szesnastu charakterystycznych czasów trwania: 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut. Pozwala to na obliczenie miarodajnych wysokości opadów dla prawdopodobieństw p , mieszczących się w przyjętym zakresie od 0,01 do 1, jako kwantyli uogólnionego rozkładu Pareto, korzystając z poniższej formuły:

$$h_{max}(p) = \begin{cases} \frac{\sigma(1-p^{-k})}{-k} + \mu, & k \neq 0 \\ -\sigma \log(p) + \mu, & k = 0 \end{cases} \quad (4.17)$$

W przypadku konieczności obliczeń miarodajnych wysokości opadów dla innych (pośrednich) czasów trwania, ich wartości mogą być interpolowane na podstawie znanych wysokości opadów miarodajnych (dla tego samego prawdopodobieństwa) dla najbliższego krótszego i dłuższego czasu charakterystycznego. Interpolacja może być przeprowadzana, dla dowolnie przyjętego poziomu prawdopodobieństwa, na podstawie funkcji podwójnie logarytmicznych, dopasowanych do wartości opadów miarodajnych dla kolejnych przedziałów czasów mieszczących się pomiędzy charakterystycznymi czasami 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90,



Rys. 4.8. Opady miarodajne estymowane na podstawie modelu probabilistycznego DDF dla wybranego deszczomierza, o parametrach uogólnionych rozkładów Pareto jak na rysunku 4.7, dla czasów trwania t od 5 do 4320 minut i prawdopodobieństw p od 0,02 do 1

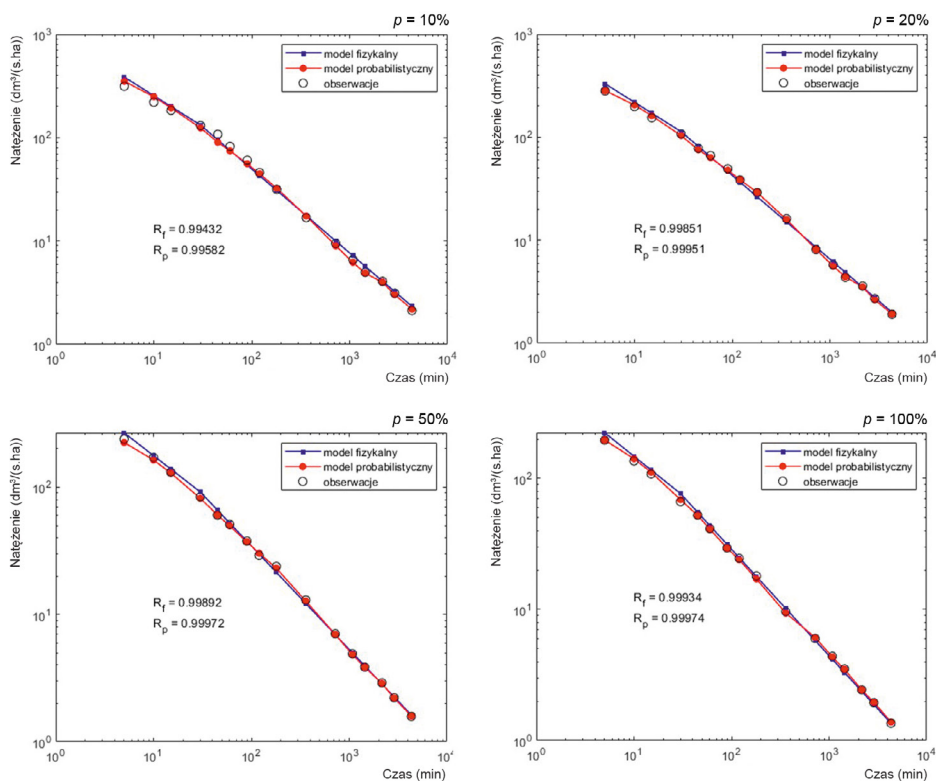


Rys. 4.9. Natężenia opadów miarodajnych dla wybranego deszczomierza dla czasów trwania t od 5 do 4320 minut i prawdopodobieństw p od 0,02 do 1; wartości natężeń obliczono na podstawie wartości wysokości opadów miarodajnych prezentowanych na rysunku 4.8

120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut. Wynik takiego podejścia jest prezentowany graficznie na rysunku 4.8, gdzie dla przykładowego deszczomierza obliczono wysokości opadów miarodajnych dla całego zakresu czasów trwania od 5 do 4320 minut i dla prawdopodobieństw p mieszczących się w przyjętym zakresie od 0,02 do 1. Wyznaczone z modelu probabilistycznego DDF wysokości opadów miarodajnych mogą być bezpośrednio przeliczone na odpowiadające im natężenia miarodajne (rys. 4.9).

4.3.3. Porównanie wartości opadów obliczonych modelami probabilistycznymi i fizykalnymi

Przeprowadzono porównanie wyliczanych wartości uzyskiwanych modelami fizykalnymi IDF oraz probabilistycznymi DDF z empirycznymi wartościami natężeń deszczów miarodajnych. W tym celu dla wszystkich stu deszczomierzy analizowanych w projekcie PANDa przeliczono miarodajne warstwy opadu z modeli DDF na natężenia miarodajne opadów i sporządzono wykresy jak na rysunku 4.10.



Rys. 4.10. Natężenia opadów miarodajnych wyrażone w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ dla jednej ze stacji projektu PANDa dla prawdopodobieństw p równych 10, 20, 50, 100% dla czasów trwania opadów w przedziale od 5 minut do 3 dób (4320 minut), wyliczane modelem probabilistycznym jak na rysunkach 4.8 i 4.9 oraz modelem fizykalnym (rys. 4.6), na tle wartości empirycznych natężeń maksymalnych opadów; na rysunku zamieszczono wartości współczynników korelacji obliczone pomiędzy wartościami wyliczonymi modelem fizykalnym i probabilistycznym a empirycznie wyznaczonymi natężeniami opadów, oznaczone odpowiednio jako R_f i R_p

Na wykresach tych, dla wszystkich deszczomierzy i czterech charakterystycznych częstości deszczów: $C = 10$ lat, $C = 5$ lat, $C = 2$ lata i $C = 1$ rok, odpowiadających prawdopodobieństwu $p = 10\%$, $p = 20\%$, $p = 50\%$ i $p = 100\%$, obserwowano bardzo dobrą zgodność wyników z obydwu typów modeli (fizykalnych i probabilistycznych) z obserwacjami. Obliczone wartości współczynników korelacji pomiędzy wartościami z modeli i empirycznymi, każdorazowo dla wszystkich stu deszczomierzy i dla wszystkich czterech poziomów prawdopodobieństwa, zarówno w przypadku modeli fizykalnych, jak i probabilistycznych, były wysokie i przekraczały 0,98. Zauważono, że wartości współczynnika korelacji R_p uzyskane w przypadku modeli probabilistycznych były nieco wyższe od wartości współczynników dla modeli fizykalnych R_f . Świadczy to, że modele probabilistyczne lepiej opisują zbiory danych empirycznych od modeli fizykalnych.

Bibliografia

- Banasik K., Ostrowski J., 2010, Estimation of extreme flood flows in a small Carpathian river, [w]: Cultural landscapes of river valleys, A. Radecki-Pawlik, J. Hernik (red.), Wydawnictwo Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie, 221-227
- Błaszczak W., 1954, Spływy deszczowe w sieci kanalizacyjnej (wytyczne do normatywu), Gaz, Woda i Technika Sanitarna, 9, 262-271
- Bogdanowicz E., Stachý J., 1998, Maksymalne opady deszczu w Polsce – charakterystyki projektowe, Materiały Badawcze IMGW. Seria Hydrologia i Oceanologia, 23, 85 s.
- Burszta-Adamiak E., Licznar P., 2018, Analiza struktury czasowej opadów maksymalnych Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa), Instal, 3, 49-53
- Burszta-Adamiak E., Licznar P., Zaleski J., 2019, Criteria for identifying maximum rainfalls determined by the peaks-over-threshold (POT) method under the Polish Atlas of Rainfalls Intensities (PANDa) project, Meteorology, Hydrology and Water Management, 7 (1), 3-13, DOI: 10.26491/mhwm/93595
- Ciepielowski A., Dąbkowski S.L., 2006, Metody obliczeń przepływów maksymalnych w małych zlewniach rzecznych (z przykładami), Oficyna Wydawnicza Proj-przem-EKO, Bydgoszcz, 312 s.
- Coles S., 2004, An introduction to statistical modeling of extreme values, Springer-Verlag, London, 209 s.
- De Haan L., Ferreira A., 2006, Extreme value theory. An introduction, Springer-Verlag, New York, 418 s.
- Einfalt T., Szturc J., Ośródk K., 2010, The quality index for radar precipitation data – a tower of Babel?, Atmospheric Science Letters, 11 (2), 139-144, DOI: 10.1002/asl.271
- Fusek M., Hellebrand R., Michálek J., 2016, Modelling precipitation extremes in the Czech Republic: update of intensity-duration-frequency curves, Estonian Journal of Earth Sciences, 65 (4), 234-247, DOI: 10.3176/earth.2016.15
- Hosking J.R.M., Wallis J.R., 1987, Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution, Technometrics, 29 (3), 339-349, DOI: 10.2307/1269343
- Kotowski A., Kaźmierczak B., Dancewicz A., 2010, Modelowanie opadów do wymiarowania kanalizacji, Studia z Zakresu Inżynierii, 68, 128 s.
- Licznar P., Burszta-Adamiak E., Kotowski A., Siekanowicz-Grochowina K., Oktawiec M., 2018a, Empiryczna weryfikacja modelu Bogdanowicz-Stachý do obliczania wartości natężenia deszczu miarodajnego, Ochrona Środowiska, 40 (3), 21-28

- Licznar P., Siekanowicz-Grochowina K., Oktawiec M., Kotowski A., Burszta-Adamiak E., 2018b, Empiryczna weryfikacja formuły Błaszczyka, *Ochrona Środowiska*, 40 (2), 17-22
- Oktawiec M., Wdowikowski M., Kaźmierczak B., Zaleski J., Licznar P., 2019, The separation of maximum amounts of precipitation for the Polish Atlas of Rains Intensities (PANDa), *E3S Web of Conferences*, 100, DOI: 10.1051/e3sconf/201910000059
- Ozga-Zielińska M., Kupczyk E., Ozga-Zieliński B., Suligowski R., Niedbała J., Brzeziński J., 2003, Powodziogenność rzek pod kątem bezpieczeństwa budowli hydrotechnicznych i zagrożenia powodziowego – podstawy metodyczne, *Materiały Badawcze IMGW. Seria Hydrologia i Oceanologia*, 29, 91 s.
- Ozga-Zielińska M., Ozga-Zieliński B., 2003, Powodziogenność rzek jako miara zagrożenia obiektów hydrotechnicznych i ustalania stref ochrony przeciwpowodziowej, *Gospodarka Wodna*, 1, 10-17
- PN-EN 752:2017, 2017, Drain and sewer systems outside buildings – Sewer system management. *Zewnętrzne systemy odwadniające i kanalizacyjne – Zarządzanie systemem kanalizacyjnym*. PKN, Warszawa

5. ESTYMACJA RADAROWEGO POŁA OPADU NA POTRZEBY PROJEKTU PANDA

Jan Szturc, Katarzyna Ośródk, Anna Jurczyk, Rafał Lewandowski, Wojciech Gajda / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Podstawę realizacji projektu PANDa stanowiły szeregi opadowe z sieci stu deszczomierzy w Polsce. Jak dotąd w kraju nie były prowadzone analizy tak dużych zbiorów danych opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej. W trosce o jakość końcowych produktów projektu PANDa, a więc lokalnych modeli opadowych, uznano za konieczne zwrócić dużej uwagi na weryfikację poprawności szeregów opadowych oraz, co ważniejsze, wyliczanych na ich podstawie maksymalnych natężeń fazowych opadów o różnych długościach faz w zakresie od 5 do 4320 minut. Na etapie opracowywania metodyki realizacji projektu PANDa za zasadne uznano wykorzystanie w tym celu niezależnego źródła informacji o opadach, w postaci obrazowań radarowych gromadzonych przez IMGW-PIB w ramach operacyjnej pracy systemu sieci radarowej POLRAD. Przystępowano do tych prac ze świadomością złożoności zagadnienia, wynikającej z ograniczeń i nieciągłości archiwalnych zbiorów obrazowań, rozbieżności w rozdzielczości czasowej i przestrzennej danych radarowych względem deszczomierzowych, czy też wyzwań informatycznych wynikających z przetwarzania bardzo dużych zbiorów danych. Podjęto zatem pionierską w skali kraju próbę praktycznego zastosowania danych radarowych w celu zapewnienia jakości wyznaczanych wartości miarodajnych natężeń opadów miarodajnych z sieci deszczomierzy na terenie całej Polski. Efektem tych działań jest nie tylko realizacja postawionego zadania, ale przede wszystkim opracowanie kompleksowej metodyki przetwarzania danych radarowych oraz pogłębienie wiedzy o relacjach pomiędzy dyskretnymi pomiarami natężenia opadu z deszczomierzy a ich estymatami radarowymi. W niniejszym rozdziale zaprezentowano zasadniczy, wstępny komponent opracowanej metodyki, obejmujący estymację opadów radarowych i generowanie specjalistycznych produktów drugiego rzędu.

Celem prac nad estymacją radarowych pól opadu było opracowanie i wygenerowanie produktu opadowego, który na podstawie danych radarowych z sieci POLRAD określi opad na powierzchnię gruntu. Produkty radarowe są generowane operacyjnie, na bieżąco, jednak wskutek ciągłego postępu w algorytmach przetwarzania danych, niezbędne było przeprowadzenie ich powtórnej estymacji, w celu otrzymania najlepszej możliwej do uzyskania jakości estymat opadu z dostępnych pomiarów. Prace te, wykonane przez Zakład Nowcastingu oraz Wydział Teledetekcji Naziemnej IMGW-PIB, zostały przeprowadzone dla danych pochodzących z okresów letnich (maj-wrzesień) z lat 2007-2015.

5.1. Sieć radarowa POLRAD

Dane wejściowe pochodzą z polskiej sieci radarowej POLRAD, którą zarządza Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy (IMGW-PIB). Sieć POLRAD obejmuje obecnie osiem radarów (tab. 5.1, rys. 5.1), wszystkie są produkcji konsorcjum Leonardo Germany (<https://www.leonardocompany.com/en/land/air-traffic-control/meteorology-and-environment>). Są to radary dopplerowskie pracujące w paśmie C (ok. 5,6 GHz) – trzy z nich wykonują pomiary wykorzystując podwójną polaryzację wiązki radarowej [Moszkowicz, Tuszyńska 2003]. Podwójna polaryzacja wiązki, a także przetwarzanie sygnału radarowego nowszymi procesorami GDRX, zapewniają lepszą jakość uzyskiwanych danych. Sieć POLRAD jest ciągle rozbudowywana i w najbliższym czasie spodziewane jest jej uzupełnienie o kolejne dwa radary.

Tabela 5.1. Radary polskiej sieci POLRAD (według stanu w połowie 2018 r.)

Radar	Kod OPERA	Kod WMO	Położenie	Producent i typ	Procesor sygnału	Polaryzacja wiązki
Gdańsk	gda	12151	54,3843 N 18,4563 E	Selex Meteor 1500C	DRX	Pojedyncza
Świdwin	swi	12220	53,7903 N 15,8311 E	Selex Meteor 500C	DRX	Pojedyncza
Poznań	poz	12331	52,4133 N 16,7971 E	Selex Meteor 500C	GDRX	Pojedyncza
Legionowo	leg	12374	52,4052 N 20,9609 E	Selex Meteor 1500C	GDRX	Pojedyncza
Ramża	ram	12514	50,1517 N 18,7267 E	Selex Meteor 1600C	GDRX	Podwójna
Pastewnik	pas	12554	50,8920 N 16,0395 E	Selex Meteor 1600C	GDRX	Podwójna
Brzuchania	brz	12568	50,3942 N 20,0797 E	Selex Meteor 500C	DRX	Pojedyncza
Rzeszów	rze	12579	50,1141 N 22,0370 E	Selex Meteor 500C	GDRX5	Podwójna

W miarę kompletne dane ze wszystkich powyższych radarów są dostępne od 2007 roku. W archiwum dla niektórych radarów występują jednak przerwy, które wynikały z awarii oraz konieczności oczekiwania na wymianę sprzętu.

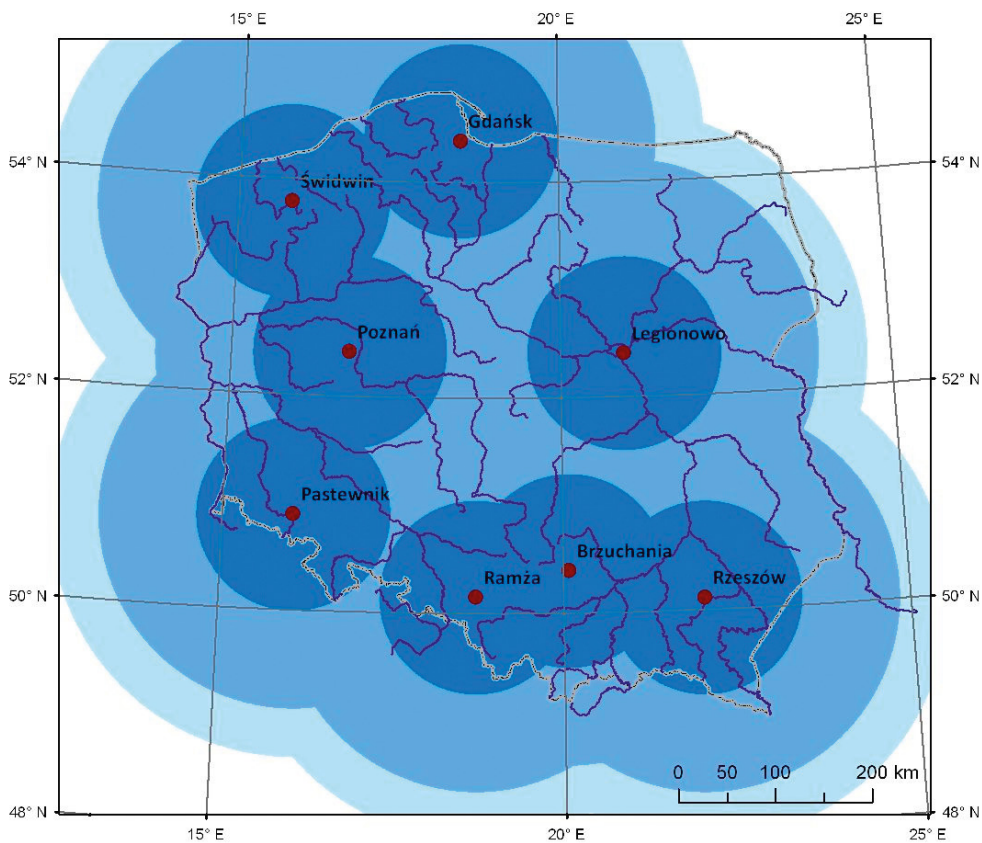
5.2. Radarowy pomiar opadu

Bezpośrednie pomiary radarowe wymagają zaawansowanych algorytmów przetwarzających je do postaci nadających się do zastosowań praktycznych [Jurczyk i in. 2008]. Dane POLRAD są przetwarzane systemem RADVOL-QC służącym do kontroli jakości danych radarowych. System ten zawiera zaawansowane algorytmy przetwarzania źródłowych, trójwymiarowych danych (tzw. wolumów) odbiciowości radarowej. Algorytmy te m.in. dokonują korekt danych poprzez eliminację ech niemeteorologicznych (np. pochodzących od zewnętrznych anten RLAN zakłócających pomiary), korekty częściowego i całkowitego blokowania wiązki na przeszkodach terenowych, tłumienia sygnału w opadzie i in. [Szturc i in. 2012; Ośródk i in. 2014]. W systemie RADVOL-QC równocześnie z polem opadu generowane jest pole wskaźnika jakości QI (ang. *quality index*), określające jakość w skali 0,0-1,0 (dane całkowicie błędne – dane idealne).

Generowanie finalnych produktów radarowych estymujących pole opadu na powierzchnię gruntu przeprowadza się oprogramowaniem Rainbow 5 firmy Selex ES GmbH, producenta wszystkich radarów sieci POLRAD [Selex SI GmbH 2010], służącym do przetwarzania danych radarowych. Szczegółowy opis łańcucha przetwarzania tych danych, zaprojektowanego dla potrzeb projektu, oraz zastosowanych algorytmów tego systemu znajduje się w dalszej części rozdziału.

Kolejną aplikacją przetwarzającą dane radarowe jest RadComposite, która przeprowadza łączenie danych z poszczególnych radarów w mapę zbiorczą. Opracowano w tym celu algorytm łączenia danych w miejscach nakładania się zasięgów radarów, oparty na kryterium jakości danych wyrażanej przez indeks QI, wyznaczany dla każdego piksela radarowego.

Źródłowe pomiary radarowe są generowane przez każdy radar w postaci trójwymiarowych (3D) pakietów danych, tzw. wolumów (ang. *volume, raw data*), zawierających zapisane we współrzędnych sferycznych pomiary wzdłuż każdej wysłanej wiązki radarowej.



Rys. 5.1. Zasięgi radarów meteorologicznych sieci POLRAD; zaznaczono zasięgi 100 km (najciemniejszy odcień), 200 i 250 km; zasięg do 100 km jest traktowany jako zakres umożliwiający dokładną estymację opadu na powierzchnię gruntu, do 200 km przybliżoną, a ponad 200 km zupełnie orientacyjną

5.3. Metodyka przetwarzania danych radarowych celem estymacji pola opadu na powierzchnię gruntu

Pomiary radarowe są obarczone licznymi błędami, które wynikają m.in. z występowania ech nie-meteorologicznych (pochodzących od obiektów znajdujących się na powierzchni Ziemi lub biologicznych, takich jak chmury owadów czy stada ptaków), tłumienia wiązki radarowej w opadzie, szumów pomiarowych, zmian w trajektorii wiązki na skutek różnej refrakcji wynikającej z pionowej stratyfikacji temperatury powietrza itd. Jakość pomiarów opadu pogarsza się wraz z odległością od radaru na skutek powiększania się szerokości wiązki. Ponadto wiązka radarowa wraz ze wzrostem odległości od radaru oddala się coraz bardziej od powierzchni gruntu, m.in. na skutek krzywizny Ziemi. Nie wszystkie powyższe źródła błędów można wyeliminować, zatem istotne jest generowanie szczegółowej informacji o jakości pomiarów w postaci pola wskaźnika jakości QI.

W związku z tym konieczne jest skorygowanie pomiarów radarowych oraz dobranie takiego sposobu interpolacji lub ekstrapolacji pomiarów, by były one jak najbardziej zbliżone do wartości występujących na powierzchni gruntu. Dla potrzeb projektu zaprojektowano następujący łańcuch przetwarzania danych radarowych:

- zgromadzenie danych 3D (wolumy) z poszczególnych radarów;
- kontrola jakości danych;
- generowanie produktów SRI → RTR → PAC 10 min oraz produktu SRI z wolumu QI;
- generowanie map zbiorczych opadu i QI;
- eksport wartości opadu i QI dla założonych lokalizacji.

5.4. Kontrola jakości danych

Dane 3D wymagają zaawansowanej kontroli jakości w rozumieniu przeprowadzenia korekt oraz ilościowego określenia jakości danych. Zadania te są realizowane przez system RADVOL-QC wykonany w IMGW-PIB [Ośródk i in. 2014], który jest systematycznie rozwijany poprzez udoskonalanie algorytmów. Koryguje on dane radarowe w szerokim zakresie błędów pomiarowych: usuwa echa niemeteorologiczne, szumy pomiarowe i zakłócenia spowodowane nakładającymi się sygnałami pochodzącymi z nadajników pracujących w podobnym zakresie, jak również korygowane są straty sygnału na skutek blokowania wiązki radarowej oraz jej tłumienia w opadzie. Ponadto dla każdego punktu pomiarowego wyznacza się wartość wskaźnika wartości QI, który charakteryzuje jakość bezwymiarowo w skali od 0,0 do 1,0 [Einfalt i in. 2010]. Obok powyższych czynników uwzględnia on także odległość od radaru, która wpływa na wysokość wiązki nad gruntem oraz na szerokość wiązki, co powoduje większe uśrednianie pomiarów. Wartości QI są zapisywane w osobnym wolumie.

System RADVO-QC został uruchomiony w IMGW-PIB do danych generowanych operacyjnie w 2014 roku. W związku z tym zaszła konieczność przeprowadzenia w ramach projektu powtórnej kontroli jakości wszystkich danych, również tych z 2015 r., gdyż system w początkowej wersji był znacznie uboższy niż obecnie.

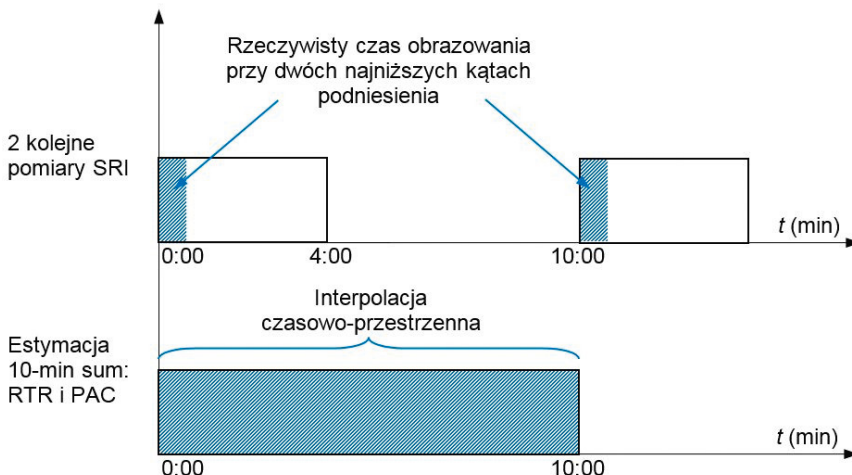
5.5. Generowanie produktów radarowych

Skorygowane dane 3D zostały przetworzone do postaci takiego produktu 2D, który jest najbliższy opadowi na powierzchni gruntu. Przeprowadza się to oprogramowaniem Rainbow 5 firmy Leonardo Germany (producenta radarów sieci POLRAD), stanowiącym główne narzędzie do przetwarzania danych radarowych [Selex SI GmbH 2010]. Z katalogu dostępnych produktów wybrano produkt SRI (ang. *surface rainfall intensity*), który generuje pole opadu na założonej wysokości 1 km nad rzeczywistą powierzchnią gruntu (na podstawie modelu DTM). Wysokość 1 km nad powierzchnią wynika z kompromisu pomiędzy jednorodnością pomiaru (przy tej wysokości zasięg wynosi ok. 75 km, a na dalszych odległościach wykorzystywane są dane z wyższych wysokości) a dostępem do informacji jak najbliższej powierzchni gruntu.

Produkty SRI są generowane co 10 minut. W celu odtworzenia informacji o opadzie pomiędzy dwoma kolejnymi pomiarami stosuje się produkt RTR (ang. *rain tracking*), który minimalizuje wpływ tego stosunkowo długiego czasu, dokonując interpolacji czasowo-przestrzennej pola opadu pomiędzy pomiarami, przy uwzględnieniu jego lokalnych kierunków i prędkości adwekcji.

Finalnie stosuje się produkt PAC (ang. *precipitation accumulation*) do utworzenia 10-minutowej sumy opadu na podstawie produktów RTR.

Opisana estymacja 10-minutowych sum opadu odbywa się według schematu czasowego jak na rysunku 5.2. Sygnatura czasowa podawana w nazwach plików dla produktów SRI odnosi się do początku skanowania (w poniższym przykładzie 0 i 10 minuta), natomiast dla produktu PAC do końcowej daty sumowania (w przykładzie 10 minuta). Zatem: z dwóch pomiarów wykonanych w minutach od 00:00:00 do 00:04:00 i 00:10:00 do 00:14:00 (pomiar na jednym kącie podniesienia trwa 20 s) generowany jest finalny produkt: suma od minuty 00:00:00 do 00:10:00. Schemat na rysunku 5.2 nie uwzględnia opóźnienia pomiaru w związku z drogą przebytą przez opad od wysokości pomiaru (1 km nad gruntem lub wyżej) do powierzchni gruntu.



Rys. 5.2. Schemat czasowy przetwarzania danych opadowych w systemie radarowym Rainbow 5

5.6. Generowanie map zbiorczych

Powyższe dane zostały wygenerowane dla każdego z ośmiu radarów sieci POLRAD. System Rainbow 5 nie generuje map zbiorczych na podstawie jakości danych z poszczególnych radarów. W związku z tym, do wygenerowania map zbiorczych o rozdzielczości $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ dla całej sieci zastosowano aplikację RadComposite wykonaną w IMGW-PIB. Zastosowany w niej algorytm tworzenia mapy zbiorczej w miejscach, gdzie nakładają się zasięgi dwóch lub więcej radarów, wybiera dane z tych radarów, których dane są wysokiej jakości, a wartość opadu jest obliczana jako średnia ważona jakością (QI) i odległością od radaru. Równocześnie generowane jest pole jakości dla map zbiorczych.

5.7. Generowanie plików dla projektu PANDa

Ostatnim etapem było wykonanie aplikacji, która eksportowała wartości opadu i QI dla założonych lokalizacji w określonych terminach. W celu wygenerowania plików wynikowych, opracowano oprogramowanie RadPoint. Jeden plik w formacie CSV zawiera dane dla jednego deszczomierza, jednego rodzaju produktu radarowego, jednego rodzaju danych i dla jednego sposobu wyznaczenia wartości opadu. Zawartość każdego pliku określa jego nazwa, która obejmuje:

- kod posterunku deszczomierzowego;
- rodzaj produktu (wartość chwilowa SRI lub suma 10-min PAC uzyskana w wyniku interpolacji);
- rodzaj danych (dla danego piksela lub dla gridu o ustalonym boku 3 lub 5 km);
- sposób wyznaczenia wartości dla gridu (jako wartość maksymalna lub średnia).

Każdy plik zawiera datę i czas pomiaru, wartość opadu wyznaczoną w sposób zdefiniowany w nazwie pliku oraz wartość wskaźnika jakości QI.

5.8. Kompletność danych

Kompletność danych archiwalnych dla poszczególnych radarów i okresów jest różna (tab. 5.2). Niektóre luki wynikają z przyczyn technicznych, np. radar Ramża (ram) uległ poważnej awarii, która zakończyła się jego wymianą pod koniec 2010 roku. Zasięgi poszczególnych radarów częściowo zachodzą na siebie, zwłaszcza w południowej części kraju, tak więc tworząc radarową mapę zbiorczą, dane dla pewnej części analizowanych lokalizacji deszczomierzy zostały uzupełnione danymi z dalej położonych radarów, co odbywa się kosztem jakości estymowanego pola opadu (co uwidacznia się w wartościach QI).

Tabela 5.2. Kompletność źródłowych danych (wolumów odbiciowości radarowej) z poszczególnych radarów sieci POLRAD w okresie maj-wrzesień lat 2007-2015; ciemniejsze odcienie wypełnienia rubryk wskazują na wyższą dostępność danych (powyżej 50%, 80% i 95%); kody poszczególnych radarów sieci POLRAD podano w tabeli 5.1

Rok	Liczba plików źródłowych (wolumów)							
	brz	gda	leg	pas	poz	ram	rze	swi
2007	18265 (82,9%)	18148 (82,4%)	19295 (87,6%)	16000 (72,6%)	17593 (79,9%)	20234 (91,8%)	16334 (74,1%)	0 (0,0%)
2008	16367 (74,3%)	12043 (54,7%)	15074 (68,4%)	18551 (84,2%)	21473 (97,5%)	0 (0,0%)	19043 (86,4%)	17999 (81,7%)
2009	20789 (94,4%)	20921 (95,0%)	20164 (91,5%)	16842 (76,4%)	20788 (94,4%)	14750 (66,9%)	19136 (86,9%)	19787 (89,8%)
2010	20963 (95,1%)	20512 (93,1%)	15170 (68,9%)	20808 (94,4%)	13816 (62,7%)	0 (0,0%)	11921 (54,1%)	21057 (95,6%)
2011	20976 (95,2%)	20806 (94,4%)	12081 (54,8%)	19847 (90,1%)	20842 (94,6%)	20078 (91,1%)	11880 (53,9%)	20789 (94,4%)
2012	21428 (97,3%)	21124 (95,9%)	20935 (95,0%)	20507 (93,1%)	21322 (96,8%)	21354 (96,9%)	21230 (96,4%)	20796 (94,4%)
2013	21649 (98,3%)	21687 (98,4%)	19250 (87,4%)	20744 (94,2%)	21601 (98,0%)	21624 (98,1%)	21593 (98,0%)	21699 (98,5%)
2014	21334 (96,8%)	21283 (96,6%)	21225 (96,3%)	21212 (96,3%)	21286 (96,6%)	21412 (97,2%)	21163 (96,1%)	21236 (96,4%)
2015	21161 (96,0%)	21265 (96,5%)	20908 (94,9%)	21382 (97,0%)	21127 (95,9%)	20855 (94,7%)	18518 (84,1%)	20801 (94,4%)

5.9. Przykładowe radarowe mapy zbiorcze

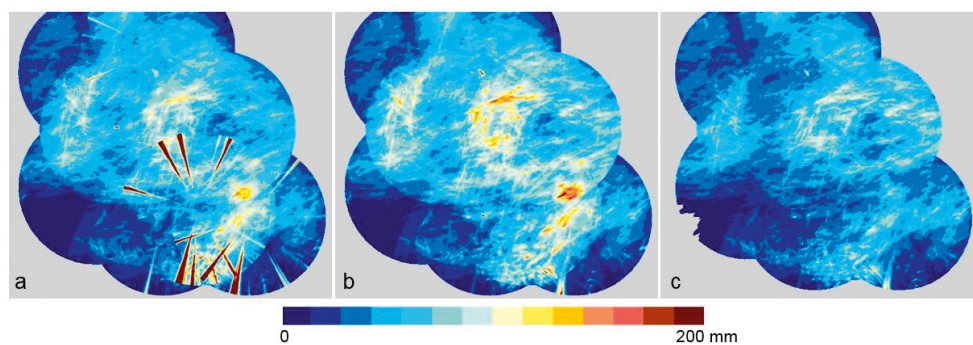
Sieć radarowa POLRAD powstawała od 1996 r., gdy uruchomiono nowoczesny radar meteorologiczny Ramża w pobliżu Katowic. Budowa całej sieci, składającej się z ośmiu radarów, została zakończona w 2004 roku. W międzyczasie sieć podlegała stopniowej modernizacji, wymieniono część podzespołów, a nawet całe radary (najstarsze, którymi były Ramża i Pastewnik). Ponadto ulegały modernizacji systemy kalibracji, łączności, przetwarzania sygnału, a także archiwizacji danych. Tak więc ogólnie można stwierdzić, że im starsze dane, tym gorsza ich jakość, nawet pomimo przeprowadzenia powtórnej kontroli ich jakości.

Na rysunku 5.3a pokazano dane surowe zsumowane dla lipca 2015 r., bez przeprowadzenia kontroli jakości, polegającej na usuwaniu zakłóceń oraz generowaniu wskaźnika jakości QI. Najbardziej rzucają się w oczy zakłócenia wynikające z nakładających się sygnałów z anten bezprzewodowego Internetu, które pracują na bardzo zbliżonych częstotliwościach jak radary meteorologiczne. W szczególności widać je na danych z radarów Brzuchania i Rzeszów w postaci strzałek skierowanych w kierunku radaru. Pozostałe radary są wyposażone w bardziej wydajne przetwarzanie sygnału radarowego. Inne zakłócenia, eliminowane w znacznej części przez system RADVOL-QC, związane są z występowaniem ech niemeteorologicznych (echa od gruntu i biologiczne), blokowaniem wiązki na przeszkodach terenowych, tłumieniem wiązki w opadzie itd. [Ośródką i in. 2014].

Zsumowane z jednego miesiąca dane po kontroli jakości pokazano na rysunku 5.3b. Porównanie z rysunkiem 5.3a pokazuje, że większość zakłóceń pomiarowych została usunięta, co potwierdza konieczność przeprowadzenia powtórnej kontroli jakości danych.

Na rysunku 5.3c pokazano wynik zastosowania aplikacji RadComposite służącej do generowania map zbiorczych na podstawie jakości danych z poszczególnych radarów w konkretnych pikselach. W odróżnieniu od standardowej metody polegającej na braniu do mapy zbiorczej wartości najwyższej (rys. 5.3a i 5.3b),

czego skutkiem jest m.in. włączanie do sum wszelkich zakłóceń i fałszywych ech, w aplikacji RadComposite dane są ważone ich jakością. Na rysunku 5.3c znacznie mniej widoczne są okręgi odpowiadające zasięgom poszczególnych radarów – pole opadu jest znacznie bardziej wyrównane i mniej zależne od różnego rodzaju lokalnych zakłóceń w porównaniu z mapą zbiorczą powstałą przy użyciu kryterium maksymalnej wartości. Brak danych w lewym dolnym rogu w zasięgu radaru Pastewnik wynika z bardzo niskiej ich jakości w tym miejscu (poniżej przyjętego progu), spowodowanej dużym blokowaniem na pobliskich Sudetach; podobnie zmniejszona jest odległość od radaru, powyżej której jakość danych radarowych spada do zbyt niskiego poziomu.



Rys. 5.3. Miesięczne sumy opadu w lipcu 2015 r. odtworzone na podstawie danych radarowych: (a) surowych, mapy zbiorcze utworzone za pomocą kryterium maksimum odbiciowości (system Rainbow), (b) po kontroli jakości systemem RADVOL-QC, mapy zbiorcze utworzone za pomocą kryterium maksimum odbiciowości (system Rainbow) (c) po kontroli jakości systemem RADVOL-QC, przy czym mapy zbiorcze zostały utworzone za pomocą kryterium jakości (aplikacja RadComposite)

5.10. Podsumowanie

Estymacja pola opadu za pomocą pomiarów radarowych stanowi trudne zagadnienie, wiążące się z koniecznością licznych korekt przeprowadzanych za pomocą zaawansowanych algorytmów. Rozwój tych algorytmów postępuje w sposób ciągły i w związku z tym, korzystając z archiwalnych danych radarowych, należy przeprowadzić powtórny kontrolę jakości polegającą na zastosowaniu aktualnych algorytmów do danych archiwalnych. Przeprowadza się ją na poziomie surowych danych 3-D, tzw. wolumów, z których po korekcie generuje się odpowiednie produkty radarowe. Taką kontrolę jakości przeprowadzono w ramach projektu PANDa, a następnie wygenerowano produkty radarowe 2-D najlepiej estymujące opad na powierzchni gruntu.

Celem wykonanych prac nie było doprowadzenie danych radarowych do wartości jak najbliższych rejestrowanym przez deszczomierze. Pomiar deszczomierzowy również obarczone są licznymi błędami, które są trudne do ilościowej oceny i korekty, a ich struktura jest bardzo różna od struktury błędów pomiarów radarowych. Ponadto punktowe pomiary deszczomierzowe różnią się od uśrednianych przestrzennie pomiarów radarowych. Przyjmuje się, że pomiary deszczomierzowe i radarowe stanowią dwa niezależne obrazy pola opadu [Todini 2001]. Z tego powodu należy bardzo ostrożnie podchodzić do weryfikacji danych uzyskanych jedną z tych technik pomiarowych za pomocą drugiej.

Bibliografia

- Einfalt T., Szturc J., Ośródką K., 2010, The quality index for radar precipitation data – a tower of Babel?, *Atmospheric Science Letters*, 11 (2), 139-144, DOI: 10.1002/asl.271
- Jurczyk A., Ośródką K., Szturc J., 2008, Research studies on improvement in real-time estimation of radar-based precipitation in Poland. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 101 (3-4), 159-173, DOI: 10.1007/s00703-007-0266-3
- Moszkowicz S., Tuszyńska I., 2003, *Meteorologia radarowa. Podręcznik użytkownika informacji radarowej* IMGW, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 104 s.
- Ośródką K., Szturc J., Jurczyk A., 2014, Chain of data quality algorithms for 3-D single-polarization radar reflectivity (RADVOL-QC system), *Meteorological Applications*, 21 (2), 256-270, DOI: 10.1002/met.1323
- Selex SI GmbH, 2010, *Rainbow 5. Products and algorithms*, Release 5.31.0, Neuss
- Szturc J., Ośródką K., Jurczyk A., 2012, Quality control algorithms applied on weather radar reflectivity data, [w:] *Doppler radar observations. Weather radar, wind profiler, ionospheric radar, and other advanced applications*, J. Bech, J.L. Chau (red.), InTech, Rijeka, 289-306
- Todini E., 2001, A Bayesian technique for conditioning radar precipitation estimates to rain-gauge measurements, *Hydrology and Earth System Sciences*, 5 (2), 187-199

6. WERYFIKACJA SYNOPTYCZNA

Piotr Mańczak, Janusz Zaleski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Przeprowadzona na potrzeby projektu PANDa analiza poprawności wyznaczonych maksymalnych wysokości opadów o określonym czasie trwania, oprócz porównania z danymi radarowymi o opadach i z dobowymi sumami opadów rejestrowanymi na stacjach meteorologicznych, obejmowała także weryfikację zaistnienia sytuacji meteorologicznych mogących spowodować wystąpienie opadów deszczu o zadanej wysokości, podczas warunków barycznych określonych dla regionu. W tym zakresie możliwe było także przeanalizowanie wartości wskaźników chwiejności atmosfery w dniach, w których występowały wysokie opady atmosferyczne (patrz m.in. Bąkowski [2005]). Celem weryfikacji było wyłącznie jakościowe określenie możliwości wystąpienia poszczególnych epizodów opadowych na podstawie sytuacji synoptycznej. Weryfikacja synoptyczna nie zapewniała jednoznacznego potwierdzenia, że opad deszczu o określonym czasie i wysokości wystąpił danego dnia, a jedynie rozstrzygała, czy w określonej sytuacji opad taki mógł potencjalnie wystąpić z dużym prawdopodobieństwem.

6.1. Sytuacje synoptyczne sprzyjające powstaniu intensywnych opadów deszczu w Polsce

Do powstania opadów niezbędne są wystarczające zasoby wilgoci oraz ruchy wstępujące w obrębie troposfery, powodujące rozwój chmur, których wierzchołki osiągną odpowiednio niską temperaturę. W umiarkowanych szerokościach geograficznych wysokie sumy opadów atmosferycznych związane są przede wszystkim: z niżami barycznymi w różnych stadiach rozwoju (niż z układem frontów atmosferycznych, wysoki i chłodny niż zokludowany, niż górny), ze stacjonarnymi strukturami opadowymi w obszarach obniżonego ciśnienia (front stacjonarny) lub z silną konwekcją. Warunki w środkowej oraz w górnej troposferze (strefy dywergencji związane m.in. z adwekcją wirowości cyklonalnej i odpowiednimi obszarami w zasięgu prądów strumieniowych) znacząco podnoszą prawdopodobieństwo wystąpienia intensywnych opadów.

Dla poszczególnych terminów wystąpienia maksymalnych opadów sprawdzane były zatem warunki do występowania wstępujących ruchów powietrza (wielkoskalowych i/lub konwekcyjnych) prowadzących do tworzenia się chmur i opadów atmosferycznych.

Analizowana była stratyfikacja atmosfery i sytuacja synoptyczna na różnych poziomach troposfery:

- układy baryczne, fronty atmosferyczne i masy powietrza przy powierzchni Ziemi;
- pole termobaryczne w środkowej troposferze (powierzchnia izobaryczna 500 hPa);
- pole termobaryczne w górnej troposferze (powierzchnia izobaryczna 300 hPa).

Na podstawie powyższej analizy dla każdego epizodu opadowego zostało określone:

- czy badany opad mógł wystąpić (dwie klasy: tak lub nie);
- jaka była geneza opadu ze względu na sytuację synoptyczną (dwie klasy: opad frontalny lub wewnątrzmasowy);
- jaka była geneza opadu ze względu na stratyfikację atmosfery (trzy klasy: opad jednostajny, konwekcyjny lub mieszany).

6.2. Metodyka prowadzonej weryfikacji – wybór klasyfikacji typów opadów atmosferycznych

Poszczególne klasy opadów, wydzielone ze względu na sytuację synoptyczną odpowiedzialną za ich powstanie, zdefiniowano jako:

- Opad frontalny. Opad atmosferyczny powstający na froncie atmosferycznym, tj. wąskiej strefie przejściowej między dwoma masami powietrza w troposferze, nachylonej pod niewielkim kątem do powierzchni Ziemi. W strefie tej następuje gwałtowna zmiana właściwości fizycznych atmosfery (gęstości, temperatury, wilgotności itp.). W opracowaniu zastosowano klasyfikację frontów ze względu na ruch mas powietrza, które front rozdziela, tj. front ciepły (gdy powietrze napływające za frontem jest cieplejsze od tego, które znajduje się przed frontem), front chłodny (gdy powietrze napływające za frontem jest chłodniejsze od tego, które znajduje się przed frontem), front okluzji (powstały z połączenia frontu chłodnego z frontem ciepłym, na skutek szybszego ruchu frontu chłodnego, który „dogania” front ciepły) i front stacjonarny (front nieruchomy, który powstaje wtedy, gdy powietrze po obu jego stronach przemieszcza się równoległe do siebie, ale w przeciwnych kierunkach). Chmury i opady na frontach atmosferycznych tworzą się na skutek wielkoskalowych ruchów wstępujących podczas wznoszenia powietrza cieplejszego nad chłodniejszym.
- Opad wewnątrzmasowy. Opad atmosferyczny powstający w masie powietrza, tj. wycinku troposfery oznaczającym się w miarę jednorodnymi właściwościami fizycznymi, wskutek tworzenia się nad jednorodną powierzchnią i w jednorodnych warunkach. Poziome rozmiary mas powietrza dochodzą do kilku tysięcy kilometrów, a pionowe do kilku kilometrów. W opracowaniu zastosowano klasyfikację mas powietrza ze względu na obszar źródłowy, tj.: powietrze polarne (PP), powietrze zwrotnikowe (PZ) oraz powietrze arktyczne (PA). Powietrze polarne tworzy się w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Do Polski napływa jako powietrze polarne morskie (PPm) znad Atlantyku, w tym znad Morza Norweskiego i Morza Północnego lub jako powietrze polarne kontynentalne (PPk) znad rozległych obszarów lądowych Europy i Azji. Powietrze zwrotnikowe tworzy się w strefie wyżów podzwrotnikowych. Do Polski napływa (po drodze ulegając transformacji) jako powietrze zwrotnikowe morskie (PZm) znad Atlantyku, z obszaru pomiędzy Wyspami Kanaryjskimi a Azorami oraz znad Morza Śródziemnego lub jako powietrze zwrotnikowe kontynentalne (PZk) znad północnej Afryki lub Bliskiego Wschodu. Powietrze arktyczne ma swój obszar źródłowy w wysokich szerokościach geograficznych (za kołem podbiegunowym północnym) i może napływać jako powietrze arktyczne morskie (PAm) z rejonu Morza Grenlandzkiego i Barentsa lub jako powietrze arktyczne kontynentalne (PAk) znad północnych krańców Eurazji.

Opady o dużym natężeniu i wysokich sumach (rozpatrywane w opracowaniu) powstają wewnątrz danej masy powietrza głównie jako opady konwekcyjne. Opady takie mogą być izolowane (pojedyncze komórki opadowe) lub układać się w pewne struktury, np. liniowe. Użyto pojęcia strefy konwergencji, tj. strefy zbieżności wiatru przyziemnego, umożliwiającej rozwój chmur konwekcyjnych układających się w strukturę liniową. Strefy konwergencji tworzą się w zasięgu danej masy powietrza, ale często przed frontem chłodnym. Jeżeli strefa konwergencji z opadami była wyraźnie odseparowana od strefy frontu atmosferycznego, to opad został sklasyfikowany jako wewnątrzmasowy. W przypadkach, gdy trudno było rozróżnić, czy opad

występował na strefie konwergencji czy na froncie atmosferycznym (np. ze względu na ich bliskie położenie), to opad był klasyfikowany jako frontalny.

Z uwagi na genezę zjawiska opadowego ze względu na stratyfikację atmosfery wydzielono następujące klasy:

- Opad jednostajny. Zazwyczaj długotrwały opad z chmur warstwowych (nimbostratus, altostratus), najczęściej o niezbyt dużym natężeniu, który może obejmować rozległe obszary. Tworzy się na skutek wielkoskalowych, powolnych ruchów wstępujących, zazwyczaj na frontach atmosferycznych, w warunkach stałej lub obojętnej stratyfikacji atmosfery.
- Opad konwekcyjny. Zazwyczaj krótkotrwały, przelotny opad z chmur kłębiastych (konwekcyjnych), najczęściej z chmur kłębiastych deszczowych – cumulonimbus, często o dużym natężeniu i niewielkim zasięgu przestrzennym. Tworzy się dzięki sile wyporu i szybkim ruchom wstępującym, w warunkach chwiejnej stratyfikacji atmosfery.
- Opad mieszany. Opad występujący zarówno z chmur warstwowych, jak i wbudowanych w nie chmur konwekcyjnych lub opad z chmur przekształcających się z konwekcyjnych w warstwowe lub z warstwowych w konwekcyjne.

6.3. Wyniki weryfikacji synoptycznej danych opadowych wraz z ogólną analizą stwierdzonych błędów

Do analizy wykorzystano następujące materiały źródłowe:

- dolne i górne mapy synoptyczne oraz diagramy aerologiczne z archiwum IMGW-PIB;
- w przypadku braku powyższych, dolne i górne mapy synoptyczne oraz diagramy aerologiczne z ogólnodostępnych baz danych archiwalnych, tj.:
 - a) baza Wetterzentrale (<http://www.wetterzentrale.de/en/reanalysis.php>),
 - b) baza University of Wyoming UWyo (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>),
 - c) baza Wetter3 (http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html; http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html);
- reanalizy z modeli CFS (Climate Forecast System) i GFS (Global Forecast System) (<http://www1.wetter3.de/Archiv/>);
- dane z systemów detekcji atmosfery z archiwum IMGW-PIB (dane satelitarne od 2005 r., dane radarowe i z systemu detekcji wyładowań atmosferycznych od 2006 r.).

Weryfikacja synoptyczna wg powyższej metodyki przeprowadzona została dla wszystkich stu stacji projektu PANDa i zrealizowana przez tego samego synoptyka dla zapewnienia jednolitych interpretacji dla poszczególnych stacji. Z uwagi na wysoką pracochłonność procedury, weryfikacji synoptycznej poddano sześć pierwszych maksimów opadowych dla każdego z szesnastu czasów trwania (5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880, 4320 minut) – łącznie dziewięćdziesiąt sześć maksimów dla każdej ze stu stacji projektu. Pozycje tych maksimów, wyznaczonych metodą POT z 30-letniego okresu obserwacji, odpowiadają prawdopodobieństwom przewyższenia opadu 20% i mniej, zatem dotyczą one wysokości opadów, których prawidłowe wyznaczenie jest kluczowe w hydrologii miejskiej z uwagi na bezpieczeństwo systemów odwodnienia [PN-EN 752: 2017].

Dane opadowe dla każdej lokalizacji zostały posegregowane w szeregi czasowe (epizody opadowe). Liczba epizodów opadowych dla poszczególnych lokalizacji wynosiła od kilkunastu do ponad trzydziestu, a łączna liczba tych epizodów podlegających weryfikacji synoptycznej dla stu lokalizacji wynosiła około dwa tysiące.

Poszczególne epizody opadowe zestawiane były z sytuacją synoptyczną w danym okresie. W większości przypadków warunki synoptyczne sprzyjały występowaniu opadów. Tylko w trzydziestu pięciu przypadkach spośród ok. dwóch tysięcy (dla dwudziestu pięciu lokalizacji) stwierdzono błędy w danych opadowych, co jest błędem na poziomie poniżej 2% w zakresie epizodów opadowych. Zestawienie stacji ze stwierdzonymi błędnymi danymi opadowymi przedstawiono w tabeli 6.1.

Błędne epizody opadowe można było podzielić na dwie grupy:

- nie było warunków do wystąpienia opadów, a opady zostały zmierzone (około 2/3 błędnych epizodów opadowych);
- opady występowały, ale zmierzone sumy były znacznie wyższe niż wynikałoby to z sytuacji synoptycznej (około 1/3 błędnych epizodów opadowych).

W pierwszej grupie w większości przypadków stwierdzono obecność wyżu lub klina wyżowego nad Polską. Z tymi układami barycznymi związane były wielkoskalowe ruchy opadające i tworzenie się inwersji osiadania w dolnej troposferze. W takich warunkach nie było możliwości rozwoju chmur opadowych.

W kilku przypadkach stwierdzono obecność ciepłego wycinka niżu, w którym również nie było warunków do występowania opadów ze względu na brak czynnika inicjującego i podtrzymującego rozwój chmur opadowych. Wystąpiły też sytuacje, w których nad Polską istniały strefy opadów (fronty atmosferyczne, linie konwergencji, obszary pojedynczych komórek opadowych), ale w znacznym oddaleniu od rozpatrywanej lokalizacji. W dwóch z tych sytuacji opady występowały w rozpatrywanych lokalizacjach, ale 10-13 godzin później niż czas wystąpienia weryfikowanych danych i były niższe.

W drugiej grupie opady w poszczególnych przypadkach występowały. Stwierdzono jednak, na podstawie dostępnych materiałów, że warunki synoptyczne nie sprzyjały tak wysokim sumom opadów. Oprócz analizy archiwalnych map synoptycznych, dane zestawiono także z informacjami z depesz SYNOP dla lokalizacji, w których prowadzona była taka obserwacja (Wrocław, Sandomierz, Zakopane). Dla innych lokalizacji (Baligród, Głucholazy, Święty Krzyż) przeanalizowano przebieg pogody na najbliższych stacjach synoptycznych. Wstępna analiza dostępnych zbiorczych map radarowych również nie potwierdzała możliwości występowania tak wysokich sum opadów. Dokładna analiza danych radarowych, dostępnych dla większości wątpliwych przypadków, pozwalała ostatecznie rozstrzygnąć o poprawności danych opadowych.

Generalnie, w warunkach synoptycznych dla przypadków z drugiej grupy błędów, powinny występować opady o znacznie niższych sumach w ciągu danych przedziałów czasowych lub okres trwania opadów powinien być dłuższy.

6.4. Weryfikacja synoptyczna danych opadowych na przykładzie stacji we Wrocławiu – analiza stwierdzonych błędów

Arkusze weryfikacji synoptycznej maksimów opadowych dla przykładowej stacji meteorologicznej Wrocław-Strachowice został przedstawiony w tabeli 6.2. W pierwszym etapie analizy dane opadowe dla

Tabela 6.1. Zestawienie stacji ze stwierdzonymi błędami w danych opadowych

Lp.	Nazwa stacji	Potwierdzenie warunków do wystąpienia opadu dla wybranych szeregów czasowych	Uwagi
1	Bielsko-Biała	jeden niepotwierdzony: 2015-08-13, 07:02:00	
2	Częstochowa	jeden niepotwierdzony: 2005-07-24, 01:17:00	
3	Głucholazy	dwa niepewne: 2011-04-13, 04:49:00 2012-01-19, 11:59:00	W wybranych datach opad występował, ale mniejszy niż wynikało z pomiarów
4	Gołdap	dwa niepotwierdzone: 2010-05-12, 05:49:00 2012-04-26, 05:29:00	
5	Katowice	jeden niepotwierdzony: 2005-04-04, 10:47:00	
6	Kielce	jeden niepotwierdzony: 2006-03-08, 09:43:00	
7	Siedlce	jeden niepotwierdzony: 2014-08-18, 11:13:00	
8	Sulejów	dwa niepotwierdzone: 2006-06-27, 06:11:00 2015-01-09, 09:13:00	
9	Święty Krzyż	trzy niepotwierdzone: 2010-07-20, 07:50:00 2011-02-11, 12:10:00 2012-11-01, 09:20:00	W wybranych datach opad występował, ale mniejszy niż wynikało z pomiarów
10	Terespol	jeden niepotwierdzony: 2005-03-02, 16:04:00	
11	Włochów	jeden niepotwierdzony: 2014-06-07, 16:39:00	
12	Bałigród	jeden niepotwierdzony: 2005-07-23, 22:58:00	
13	Sandomierz	jeden niepotwierdzony: 2011-07-27, 09:44:00	
14	Nowy Sącz	jeden niepotwierdzony: 1988-06-04, 13:00:00	
15	Wrocław-Strachowice	trzy niepotwierdzone: 2008-03-17, 10:18:00 2008-08-28, 09:32:00 2014-03-24, 07:10:00	W pierwszym i ostatnim przypadku opad występował, ale mniejszy niż wynikało z pomiarów
16	Hala Gąsienicowa	jeden niepotwierdzony: 2008-09-22, 12:29:00	
17	Zakopane	jeden niepotwierdzony: 2014-07-31, 08:59:00	Opad występował, ale na stacji synoptycznej w Zakopanem zanotowano tylko 3 mm
18	Zawoja	jeden niepotwierdzony: 2013-07-16, 12:35:00	
19	Legnica	jeden niepotwierdzony: 2012-12-05, 14:31:00	
20	Międzylesie	jeden niepotwierdzony: 2012-01-22, 08:18:00	
21	Otmuchów	jeden niepotwierdzony: 28.07.2012 ,08:30:00	
22	Gorzów Wlkp.	dwa niepotwierdzone: 2006-09-29, 15:58:00 2014-07-21, 09:23:00	
23	Świnoujście	jeden niepotwierdzony: 17.05.2012, 08:04:00	Występowały słabe przelotne opady deszczu
24	Łeba	dwa niepotwierdzone: 13.06.2005, 16:34:00 15.08.2005, 14:32:00	W pierwszym przypadku występowały przelotne opady deszczu
25	Gdynia	dwa niepotwierdzone: 22.06.2000, 08:35:00 05.10.2003, 19:13:00	W drugim przypadku występowały na ogół słabe opady deszczu

Tabela 6.2. Szczegółowy arkusz weryfikacyjny dla stacji meteorologicznej Wrocław-Strachowice

Lp.	Data rozpoczęcia opadu	Suma opadu (mm)	Czas trwania opadu (min)	Warunki do wystąpienia opadu	Sytuacja synoptyczna (dolna), masa powietrza (PZ – powietrze zwrotnikowe, PpM – powietrze polarno-morskie, PpK – powietrze polarno-kontynentalne)	Sytuacja synoptyczna (górna)	Geneza opadu		Źródła danych
							ze względu na sytuację synoptyczną	ze względu na stratyfikację atmosfery	
1	24.07.1988	10	5	tak	Front chłodny, związany z niżem znad zachodniej części Morza Norweskiego, przemieszczał się powoli znad Niemiec nad Polskę; możliwe, że poprzedzała go strefa konwergencji; PZ przed frontem i zdecydowanie chłodniejsze PpM za frontem	500 hPa i 300 hPa: przednia część głębokiej zatoki niżu znad Morza Norweskiego; prąd strumieniowy (prawe wejście) wspomagał ruchy wstępujące nad zachodnią Polską	frontalny	konwekcyjny (możliwa burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
2	27.06.1991	48 48 41 39 33 37 28 23	720 360 180 120 60 90 45 30	tak	Pofalowany front chłodny, związany z niżem znad północnej Skandynawii, rozciągający się od północno-zachodniej Rosji przez Polskę po Włochy; PpM ciepłe na wschód od frontu, PpM chłodne na zachód; znad Czech i Słowacji przemieszczało się przez Polskę zafalowanie	500 hPa i 300 hPa: przednia część zatoki rozciągającej się od Skandynawii i Morza Norweskiego po Niemcy; nad Niemcami zaczął się odcinać niż; odpowiednie strefy dwóch odcinków prądu strumieniowego i adwekcja wirowości cyklonalnej sprzyjały cyklogenezie i wzmagaly ruchy wstępujące nad Polską	frontalny	konwekcyjny przechodzący w jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
3	06.07.1992	35 35 35 30	90 60 45 30	tak	Niż z okludującym się układem frontów przemieszczał się znad Czech nad południowo-wschodnią i wschodnią Polskę; masy PpM	500 hPa i 300 hPa: przednia część niżu znad Bawarii; adwekcja wirowości cyklonalnej wzmagala ruchy wstępujące na południu i wschodzie kraju	frontalny	konwekcyjny (możliwa burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
4	11.06.1995	65 64	2880 2160	tak	Pofalowany front chłodny, rozciągający się od Finlandii, przez Polskę, po północne Włochy (11.06) i Bałkany (12.06); niż który powstał na zafalowaniu nad Węgrami przemieszczał się w nocy 12/13.06 z południa kraju nad Wielkopolskę i później nad Bałtyk; PZ na wschód od frontu, PpM na zachód	500 hPa i 300 hPa: 11.06 przednia część głębokiej zatoki znad zachodniej Europy, z której 12.06 odciął się niż nad krajami Beneluxu; 11.05 słaby prąd strumieniowy, a 12/13.06 krótka fala przemieszczająca się znad Austrii nad południowo-zachodnią Polskę, wzmagaly ruchy wstępujące na zachodzie Polski	frontalny	konwekcyjny (możliwe burze) i jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
5	26.06.1995	38 36	180 120	tak	Niż znad Ukrainy, z frontem okluzji nad Polską; PpM	500 hPa i 300 hPa: wysoki niż na pograniczu Rumunii, Węgier, Słowacji i Ukrainy; adwekcja wirowości cyklonalnej i słaby prąd strumieniowy miejscami wzmagaly ruchy wstępujące nad Polską	frontalny	konwekcyjny i jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
6	22.07.1995	51 51 51 43 29 27 25 21 14	1440 1080 720 360 45 30 15 10 5	tak	Pofalowany front chłodny związany z niżem znad Morza Norweskiego, rozciągający się od Skandynawii przez Polskę po południową Francję; powoli przemieszczał się z północnego zachodu na południowy wschód kraju; PZ przed frontem, PpM za frontem	500 hPa i 300 hPa: przednia część zatoki znad krajów Beneluxu i Niemiec, powoli przemieszczającej się na wschód; adwekcja wirowości cyklonalnej wspomagała ruchy wstępujące nad zachodnią oraz północną Polską (na północy również prąd strumieniowy)	frontalny	konwekcyjny (burza) przechodzący w jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
7	18.07.1997	105 88 88 76 59	4320 2880 2160 1440 1080	tak	Niż znad południowo-wschodnich Niemiec i zachodnich Czech, z układem frontów atmosferycznych – ciepłym nad Czechami, Słowacją, Rumunią i chłodnym rozciągającym się w kierunku Alp i Morza Śródziemnego; 18.07 na fali frontu chłodnego rozwinął się nad północnymi Włochami niż, który przemieszczał się przez Węgry nad Słowację, pogłębiając się i stając się głównym układem barycznym w Europie Środkowej, zasilany wilgocią znad Morza Czarnego; 19-21.07 był układem w miarę stacjonarnym nad południową i południowo-wschodnią Polską; Polska pozostawała w PpM	500 hPa i 300 hPa: rozległy obszar obniżonego ciśnienia nad Europą, z ośrodkami niżowymi nad zachodnią Rosją i Niemcami; Polska znajdowała się w przedniej części niżu znad Niemiec, który 19.07 przemieszczał się przez Czechy nad południowo-wschodnią Polskę i do 21.07 pozostawał na pograniczu Polski, Słowacji i Ukrainy; kolejne strefy adwekcji wirowości cyklonalnej wzmagaly ruchy wstępujące nad Polską	frontalny	jednostajny, możliwe wbudowane chmury konwekcyjne	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW
8	10.05.2000	32 30	60 45	tak	Strefa pofalowanego frontu nad północną połową Polski (od Ukrainy po Niemcy i Francję); ciepłe PpM na południe od frontu (na południu kraju możliwa strefa konwergencji), chłodniejsze PpM na północ	500 hPa i 300 hPa: przednia część klina wyżowego rozciągającego się od Morza Śródziemnego po Szkocję; brak wyraźnych czynników wspomagających ruchy wstępujące	wewnątrz-masowy	konwekcyjny (burza)	Climate Forecast System (CFS); Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale
9	03.08.2001	55 52 50 50 47 41 37 32 29 23	1440 1080 720 360 180 120 90 60 45 30	tak	Front chłodny, związany z niżem znad Morza Norweskiego/Skandynawii, przemieszczał się z zachodu na wschód Polski i falował się; PZ przed frontem, PpM za frontem	500 hPa i 300 hPa: przednia część zatoki znad północno-zachodniej i zachodniej Europy; strefy adwekcji wirowości cyklonalnej i prądu strumieniowego wzmagaly ruchy wstępujące na froncie	frontalny	konwekcyjny (burza) i jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo
10	30.07.2002	45 43 42 42 42 40 35 18 14	360 180 120 90 60 45 30 15 10	tak	Front okluzji, związany z niżem z rejonu Węgier, przemieszczał się ze wschodu na zachód Polski; ciepłe masy PpM	500 hPa i 300 hPa: wyż nad zachodnią Rosją/Estonią, niż nad Bałkanami; brak wyraźnych czynników wspomagających ruchy wstępujące	frontalny	konwekcyjny (burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo

Tabela 6.2 cd. Szczegółowy arkusz weryfikacyjny dla stacji meteorologicznej Wrocław-Strachowice

Lp.	Data rozpoczęcia opadu	Suma opadu (mm)	Czas trwania opadu (min)	Warunki do wystąpienia opadu	Sytuacja synoptyczna (dolna), masa powietrza (PZ – powietrze zwrotnikowe, PpM – powietrze polarno-morskie, PpK – powietrze polarno-kontynentalne)	Sytuacja synoptyczna (górna)	Geneza opadu		Źródła danych
							ze względu na sytuację synoptyczną	ze względu na stratyfikację atmosfery	
11	12.08.2002	68 19 15	4320 15 10	tak	Niż z frontem okluzji przemieszczał się 12.08 znad Austrii i Czech nad południowo-zachodnią Polskę, a 13.08 nad środkową część kraju; później (14-15.08) niż zalegał nad Ukrainą; nad Polską 12-14.08 zalegał front okluzji w tylnej części powyższego niżu; napływały dość ciepłe i wilgotne masy PpM	500 hPa i 300 hPa: wysoki niż przemieszczał się powoli znad Austrii i Czech (12.08) nad południową i południowo-wschodnią Polskę (12/13.08), nad Ukrainę (13/14-15.08); strefy ruchów wstępujących nad zachodnią Polską na 500 hPa, głównie 12 i 13.08, związane z adwekcją wirowości cyklonalnej	frontalny	konwekcyjny (możliwa burza) i jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo
12	09.05.2003	84 71 70 68 68 68 51	4320 2880 2160 1440 720 1080 360	tak	09.05 nad południową Polską przemieszczał się płytki niż z układem frontów; PZ na południe od niego, PpM na północ; 10-11.05 nad Polską pofalowany front chłodny, związany z niżem znad Morza Białego i Rosji; za nim chłodniejsze PpM	500 hPa i 300 hPa: przednia część rozległej zatoki znad północnego Atlantyku z wtórną, płytką zatoką przemieszczającą się znad Czech i Słowacji nad Polskę (09/10.05) i prądem strumieniowym (10/11.05), które wspomagały ruchy wstępujące w strefie frontu na południowym zachodzie Polski	frontalny	konwekcyjny (burza) i jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo
13	22.07.2003	19 15	15 10	tak	Pofalowany front chłodny, związany z niżem znad Morza Norweskiego, rozciągał się od Skandynawii przez Polskę po północne Włochy i Francję; PZ przed frontem, PpM za nim	500 hPa i 300 hPa: przednia część rozległej zatoki znad północno-zachodniej i zachodniej Europy, z wtórną zatoką przemieszczającą się nad Polskę z południowego zachodu, co wzmacniało ruchy wstępujące na froncie	frontalny	konwekcyjny (możliwa burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo
14	09.07.2004	18 16 10	15 10 5	tak	Nad zachodnią Polską okładujący się układ frontów, związany z niżem znad Holandii; PZ w ciepłym wycinku na południowym zachodzie i południu kraju, masy PpM na pozostałym obszarze	500 hPa i 300 hPa: przednia część niżu znad Wielkiej Brytanii; adwekcja wirowości cyklonalnej i prąd strumieniowy wspomagały ruchy wstępujące na zachodzie Polski	frontalny	konwekcyjny (burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; Codzienny Biuletyn Meteorologiczny IMGW; Wetterzentrale; UWyo
15	03.08.2006	88 66 61	4320 2880 2160	tak	Niż z ośrodkiem przemieszczającym się 03-04.08 znad północnych Włoch nad zachodnią Ukrainę, później znad Ukrainy, przez Białoruś, wschodnią i centralną Polskę, na południe i południowy wschód kraju; nad Polską strefa frontu okluzji; PpM stosunkowo ciepłe i wilgotne; niż zasilany wilgotnym powietrzem znad Morza Czarnego	500 hPa i 300 hPa: niż 03/04.08 przemieszczający się znad Niemiec nad Austrię, później (04/05.08) nad zachodnią Polskę, a następnie (06.08) nad południowo-wschodnie krańce kraju i tam stacjonarny; kolejne strefy adwekcji wirowości cyklonalnej i prądu strumieniowego wspomagały ruchy wstępujące, m.in. na południowym zachodzie Polski	frontalny	jednostajny, z wbudowanymi chmurami konwekcyjnymi	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
16	17.03.2008	9	5	nie (rano występowały opady deszczu, ale w ciągu sześciu godzin – od 06 do 12UTC – opad 2 mm)	Na południowym wschodzie i południu kraju front okluzji związany z niżem znad zachodniej Ukrainy; ciepłe PpM przed frontem, chłodne PpM za; od północnego zachodu Polski przemieszczał się front chłodny, związany z niżem znad Skandynawii, za którym napływało powietrze pochodzenia arktycznego	500 hPa i 300hPa: przednia część zatoki znad Skandynawii; adwekcja wirowości cyklonalnej wspomagała ruchy wstępujące, głównie na południu i wschodzie Polski	frontalny	jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
17	28.08.2008	48 48 48 38 38 26 19 15 9	720 360 180 120 90 30 15 10 5	nie	Na północnym zachodzie Polski front chłodny związany z niżem znad Skandynawii; ciepłe PpM przed frontem, chłodniejsze za	500 hPa i 300 hPa: płytka zatoka znad Skandynawii przemieszczała się z zachodu na wschód Polski i mogła wspomagać ruchy wstępujące na północy kraju (adwekcja wirowości cyklonalnej)	brak	brak	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
18	26.09.2010	74 69 63 55 51	4320 2880 2160 1440 1080	tak	Na pofalowanym froncie chłodnym, rozciągającym się od Morza Barentsa przez Skandynawię, pogranicze Polski i Niemiec po północne Włochy i Adriatyk, 26.09 powstał niż, który przemieszczał się znad Bałkanów nad południowo-wschodnią Polskę, a 27.09 przez centrum na północ kraju	500 hPa i 300 hPa: z głębokiej zatoki znad zachodniej Europy, 26-27.09 odcięły się dwa niże: jeden przemieszczał się znad Włoch przez Węgry nad Polskę, drugi znad Holandii nad północne Włochy; strefy wyraźnych ruchów wstępujących, głównie nad południową i zachodnią Polską, związane ze słabym prądem strumieniowym i adwekcją wirowości cyklonalnej	frontalny	jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
19	23.06.2013	67 67 67 61 59 57	4320 2880 2160 1440 1080 720	tak	23.06 front chłodny, związany z niżem znad Morza Północnego, przemieszczał się znad Niemiec nad Polskę; 24.06 na tym froncie nad Węgrami tworzy się niż, który w nocy 24/25 i w dzień 25.06 przemieszcza się przez Polskę od Małopolski po Zatokę Gdańską; na wschód od frontu PpK przechodzące w PZ, na zachód chłodniejsze PpM	500 hPa i 300 hPa: rozległa zatoka niżowa rozciągająca się od Morza Północnego po kraje alpejskie i Bałkany; strefa ruchów wstępujących na południu i zachodzie kraju związana z adwekcją wirowości cyklonalnej	frontalny	23.06 konwekcyjny, później jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; Wetterzentrale; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
20	24.03.2014	11	5	nie (występowały słabe opady deszczu, ale w ciągu sześciu godzin – od 06 do 12UTC – opad 3 mm)	Pofalowany front od Suwalszczyzny po Górny Śląsk, z niżem nad północno-wschodnią Polską; ciepłe PpM na wschód od frontu, chłodne na zachód	500 hPa i 300 hPa: przednia część zatoki znad Niemiec; adwekcja wirowości cyklonalnej i słaby prąd strumieniowy wspomagały ruchy wstępujące w strefie frontu	frontalny	jednostajny	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; Wetterzentrale; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB
21	27.05.2014	38 38 37 33	180 120 90 60	tak	Front chłodny stacjonował na północy Polski; na północ od frontu PpM, na południu PZ i strefa konwergencji na południu kraju	500 hPa i 300 hPa: klin wyżowy na północy kraju, zatoka niżowa na południu; brak wyraźnych czynników wspomagających ruchy wstępujące	wewnątrz-masowy	konwekcyjny (burza)	Climate Forecast System (CFS); Wetter3; UWyo; Wetterzentrale; dane satelitarne, radarowe, wyładowania atmosferyczne – archiwum IMGW-PIB

Wrocławia, dotyczące maksymalnych opadów z bazy projektu PANDa, zostały zestawione w dwadzieścia jeden odrębnych zdarzeń opadowych. Następnie otrzymane zdarzenia opadowe i wchodzące w ich skład maksima opadowe zostały przeanalizowane przez synoptyka i porównane z danymi z baz, map i modeli meteorologicznych. W efekcie zidentyfikowano trzy przypadki błędnych maksimów opadów.

Epizod opadowy 17.03.2008, godz. 10:18 (9 mm w ciągu 5 minut)

Sytuacja synoptyczna przedstawiała się następująco. Niż znad południowo-wschodniej Polski odsuwał się nad Ukrainę. Związany był z nim front okluzji oddziałujący na południowym wschodzie i południu kraju. Oddzielał on masy powietrza polarnego morskiego – ciepłe przed i chłodniejsze za frontem. Od północnego zachodu Polski przemieszczał się front chłodny związany z niżem znad Skandynawii, za którym napływało powietrze pochodzenia arktycznego. Na froncie okluzji we Wrocławiu występowały rano słabe, jednostajne (z chmur warstwowych) opady deszczu, stopniowo zanikające. Według danych z depesz SYNOP, we Wrocławiu opad za sześć godzin (od 06 UTC do 12 UTC) wynosił 2 mm. Stwierdzono więc, że opad 9 mm w ciągu 5 minut nie wystąpił.

Epizod opadowy 28.08.2008, godz. 09:32 (maksymalnie 48 mm w ciągu 720 minut)

Sytuacja synoptyczna przedstawiała się następująco. Północna część kraju była pod wpływem niżu znad Skandynawii, południowa – w zasięgu klina wyżu znad Atlantyku. Z północnego zachodu na południowy wschód Polski przemieszczała się w ciągu dnia płytka zatoka niżowa z chłodnym frontem atmosferycznym. Rozdzielał on masy powietrza polarnego morskiego – ciepłe przed i chłodniejsze za frontem. Z frontem związane były opady deszczu w północnej Polsce. W południowej części kraju rozwój chmur był ograniczony ze względu na obecność klina wyżowego. Na diagramie aerologicznym z Wrocławia z godz. 12 UTC w warstwie od 1 km do 2 km widoczna była warstwa zmniejszonego pionowego gradientu temperatury, hamująca ruchy wstępujące. Również w środkowej i górnej troposferze nad południową Polską nie stwierdzono czynników wspomagających rozwój ruchów wstępujących. Według danych z depesz SYNOP z Wrocławia żaden opad nie wystąpił.

Epizod opadowy 24.03.2014, godz. 07:10 (11 mm w ciągu 5 minut)

Sytuacja synoptyczna przedstawiała się następująco. Nad północno-wschodnią Polską zalegał niż, z pofalowanym frontem atmosferycznym rozciągającym się od Suwalszczyzny po Górny Śląsk. Na wschód od frontu napływało ciepłe powietrze polarne morskie, a na zachód od niego chłodne powietrze polarne morskie. Warunki synoptyczne w środkowej i górnej troposferze (przednia część zatoki znad Niemiec i związana z nią adwekcja wirowości cyklonalnej oraz słaby prąd strumieniowy) wspomagały ruchy wstępujące i utrzymywanie się jednostajnych opadów nad Polską. We Wrocławiu występowały rano słabe, jednostajne (z chmur warstwowych) opady deszczu. Na podstawie m.in. danych z sondazy aerologicznych nie stwierdzono warunków do występowania chmur konwekcyjnych wbudowanych w chmury warstwowe, które mogłyby być przyczyną krótkotrwałego intensywnego opadu deszczu. Według danych z depesz SYNOP we Wrocławiu, opad za sześć godzin (od 06 UTC do 12 UTC) wynosił 3 mm. Stwierdzono więc, że opad 11 mm w ciągu 5 minut nie wystąpił.

Bibliografia

- Baza University of Wyoming (UWyyo), 2019, dostępne online <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (19.02.2020)
- Baza Wetterzentrale, 2019, dostępne online <http://www.wetterzentrale.de/en/reanalysis.php> (19.02.2020)
- Baza Wetter3, 2019, dostępne online http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html; http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html (19.02.2020)
- Bąkowski R., 2005, Wybrane analityczne i progностyczne wskaźniki chwiejności atmosfery, [w:] Hydrologia, meteorologia, klimatologia – badania naukowe i prognozy w erze informatyzacji, M. Ozga-Zielińska, D. Limanówka (red.), IMGW, Warszawa, 209-218
- PN-EN 752: 2017, Drain and sewer systems outside buildings – Sewer system management. Zewnętrzne systemy odwadniające i kanalizacyjne – Zarządzanie systemem kanalizacyjnym, PKN, Warszawa

7. ATLASY OPADOWE

Paweł Licznar, Katarzyna Siekanowicz / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wrocławska

Alfred Stach / Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Janusz Zaleski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Estymacja przestrzenna wysokości, względnie natężeń, deszczów miarodajnych jest ważkim zagadnieniem przy opracowaniu atlasów opadowych, takich jak Polski Atlas Natężeń Deszczów (PANDa). Atlasy opadowe mają być, w swoim założeniu, źródłem wiarygodnej i ciągłej, w rozumieniu pokrycia całego obszaru (np. państwa, stanu, regionu), informacji o lokalnych charakterystykach opadowych. Ich docelowy użytkownik, np. projektant systemów odwodnienia, oczekuje możliwości odczytu natężeń deszczów miarodajnych dla zadanych czasów trwania i częstości występowania – nie tylko dla wybranych lokalizacji monitoringu opadów (stacji opadowych), lecz dla poszczególnych miast czy też łączących je odcinków dróg i autostrad, które także muszą być wyposażane w prawidłowo zwymiarowane rozwiązania do odprowadzania i retencjonowania wód opadowych. Wzrastająca świadomość o lokalnym zróżnicowaniu procesów opadowych na obszarze dużych miast prowadzi nawet do potrzeby wypracowywania odrębnych modeli opadowych dla różnych części tego samego miasta. Tej klasy rozwiązania nie mogą powstawać na bazie analizy i statystycznego opracowania rejestracji pluwiograficznych z pojedynczych deszczomierzy zainstalowanych na obszarze, czy też nawet tylko na przedmieściach, miast. Potrzebne staje się stworzenie i wdrożenie warsztatu jednoczesnego przetwarzania rejestracji pluwiograficznych pochodzących z całych sieci pobliskich deszczomierzy, tak aby możliwe było stworzenie ciągłych estymacji.

Niestety opracowania atlasów opadowych, jak dotąd, powstają zasadniczo na bazie dyskretnych, punktowych obserwacji opadów wykonywanych w sieciach deszczomierzy, zazwyczaj o niskiej gęstości. Być może w przyszłości, choć w części, problem ten uda się rozwiązać poprzez wykorzystanie obrazowań radarowych. Obrazowania radarowe mają niewątpliwy walor pełnego pokrycia znacznych obszarów. Niemniej wykorzystanie danych radarowych nadal napotyka bariery w postaci: i) stosunkowo niskiej rozdzielczości czasowej produktów radarowych, zwłaszcza dla radarów pracujących w pasmach C i S; ii) krótkich jeszcze zbiorów kolekcji obrazowań radarowych; iii) wiarygodności samych wartości natężeń opadów, szacowanych w sposób pośredni na bazie rejestracji odbiciowości radarowej [Licznar 2018]. Wymienione powyżej przesłanki wskazują nadal na konieczność opracowywania atlasów opadowych na bazie dyskretnych, punktowych rejestracji opadów pochodzących z deszczomierzy różnego typu, zazwyczaj pozbawionych możliwości rzeczywistej ich synchronizacji czasowej. Trudną z punktu widzenia technicznego sytuację pogarsza sama natura opadów, zwłaszcza tych nawalnych, które charakteryzują się bardzo dużą zmiennością czasoprzestrzenną natężeń i silną nieciągłością. Procesy opadowe w czasie i przestrzeni wykazują wyraźne cechy typowe dla bardzo skomplikowanych procesów fraktalnych, a nawet multifrakalnych [Licznar 2009]. Trudno zatem oczekiwać prostych wzorców czasowych i przestrzennych, zgodnych z regułami geometrii euklidesowej w przypadku maksymalnych natężeń deszczów, które są osobliwościami wspomnianych procesów multifrakalnych.

7.1. Przykłady atlasów opadowych

7.1.1. Opracowania pionierskie

Konieczność poszukiwania przestrzennej reprezentacji modeli opadowych ujawniła się w pionierskiej pracy Talbota [1892], wprowadzającej zależność łączące maksymalne natężenia opadów z czasem ich trwania i częstością ich występowania. Talbot zaproponował jedynie dwa modele opadowe, opisujące natężenia deszczów miarodajnych w funkcji czasów ich trwania, do stosowania na terenie USA. Jedną z zależności dotyczyła tzw. zwyczajnych maksimów – często pojawiających się opadów intensywnych (7.1), a druga tzw. rzadkich deszczów (7.2) – a więc tych o najwyższych maksymalnych natężeniach chwilowych:

$$y = \frac{1,75}{x+0,25} \quad (7.1)$$

$$y = \frac{6,0}{x+0,5} \quad (7.2)$$

gdzie: y – intensywność opadu (cale/godz.), x – czas (godz.).

Niezależnie od tego uproszczenia, swoje zależności funkcyjne Talbot zdecydował się przedstawić graficznie na tle rzeczywiście zarejestrowanych maksymalnych natężeń opadów, osobno dla miast takich jak: Nowy Jork, Boston, Filadelfia, Waszyngton, Chicago, Indianapolis, Cairo, Saint Louis i Leavenworth. Sformułował przy tym spostrzeżenie, że chociaż dla wszystkich tych miast proponowane są te same zależności, to zauważa się różną liczbę ich przekroczenia przez zarejestrowane deszcze nawalne. Obserwację tą można dzisiaj zinterpretować jako wskazanie konieczności dysponowania osobnymi, lokalnymi modelami łączącymi natężenie deszczu miarodajnego z czasem trwania i częstością występowania. Oprócz tego Talbot widział potrzebę dysponowania przeglądem wiedzy o uogólnionym rozkładzie natężeń deszczów miarodajnych na całym analizowanym obszarze USA. Z tego względu, w swojej pracy zawarł dodatkowe zbiorcze wykresy, konfrontujące opracowane zależności z zaobserwowanymi wartościami maksymalnych natężeń opadów w czterech grupach stanów: Nowa Anglia i Północne Stany Atlantyckie, Południowe Stany Atlantyckie, Stany Zatoki (Meksykańskiej), Stany Północno-Centralne. Zabieg ten może być postrzegany jako bardzo ogólna i całkowicie subiektywna próba regionalizacji zbioru wyników rejestracji z 499 deszczomierzy zlokalizowanych w różnych częściach USA. W tym przypadku Talbot [1892] także nie dokonał modyfikacji swoich modeli opadowych, ale wykazał różną liczbę zanotowanych w naturze przypadków przewyższenia, estymowanych ze sformułowanych równań, natężeń maksymalnych opadów.

Nawet we współcześnie publikowanych w Polsce podręcznikach [Kotowski 2015; Edel 2017], dotyczących zasad projektowania systemów odwodnienia, omawiana jest niegdyś powszechnie stosowana w Niemczech metoda obliczeniowa współczynnika opóźnienia (MWO). Historycznie nazwa tej metody bierze się od współczynnika opóźnienia $\varphi(t_b, C)$, zaproponowanego przez Reinholda [1940] do ustalania miarodajnego natężenia deszczu do obliczeń kanalizacji, o dowolnym czasie trwania t_d i częstości występowania C , w oparciu na wzorcowych natężeniach deszczu $q_{15,1}$ o czasie trwania 15 min i częstości występowania

$C = 1$ rok. Miarodajne natężenie deszczu (nazywane też zredukowanym jednostkowym natężeniem deszczu) do wymiarowania kanalizacji było wg Reinholda obliczane jako iloczyn współczynnika opóźnienia oraz wzorcowego natężenia $q_{15,1}$:

$$q_{15,1} \cdot \varphi(t_d, C) = q_{15,1} \cdot \frac{38}{t_d+9} (\sqrt[4]{C} - 0,3684) \quad (7.3)$$

Przyjęcie pojedynczej wartości wzorcowej natężenia opadu $q_{15,1}$ było uproszczeniem relacji zachodzących pomiędzy maksymalnymi miarodajnymi wysokościami opadów a czasami ich trwania i częstotliwościami występowania. Niemniej uproszczenie to pozwoliło na opublikowanie przez Reinholda w 1940 r. pracy aspirującej do miana pierwszego atlasu opadowego dla obszaru Europy Środkowej. Na swojej mapie, podobnie jak Talbot, Reinhold przedstawił wartości $q_{15,1}$ dla kilkunastu miast w Niemczech oraz dla miast zaanektowanych lub okupowanych przez III Rzeszę leżących na obszarze Austrii, Czech i Polski, np.: Wiednia, Pragi i Warszawy. Ponadto podał oszacowane przybliżone wartości wzorcowego natężenia opadu dla różnych regionów Niemiec, które wahały się od $85 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ dla Niemiec północno-zachodnich do $119 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ dla Niemiec południowo-zachodnich. Wymienione wartości były jedynie orientacyjnymi i subiektywnymi szacunkami, a w praktyce inżynierskiej często stosowano po prostu średnią dla Niemiec wartość $q_{15,1} = 100 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$. Nie zmienia to faktu, że metodyka ta została w sposób istotny zmieniona dopiero z chwilą wprowadzenia atlasu opadowego KOSTRA (niem. *Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs Auswertungen*).

Idea Reinholda, polegająca na wdrożeniu prostego fizykalnego modelu opadowego do stosowania na obszarze całego kraju, którego dostosowanie do warunków lokalnych opiera się tylko na odczycie referencyjnej wartości natężenia miarodajnego opadu ze specjalnie przygotowanej mapy, znalazła kontynuację i rozszerzenie. W Czechosłowacji Trupl [1958] opublikował mapę z wartościami $q_{15,1}$ dla analizowanych stacji oraz z wykreślonymi w sposób ręczny izoliniami tych natężeń. Warto przy tym wspomnieć, że obliczona przez Trupla wartość $q_{15,1}$ dla Pragi wynosiła $126 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$. Była zatem wyraźnie wyższa od wartości $q_{15,1} = 100 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ określonej pierwotnie przez Reinholda. Na górzystym obszarze Czechosłowacji Trupl zalecał także zasadniczo wyższe i bardziej zróżnicowane wartości jednorocznego miarodajnego deszczu o czasie trwania 15 min, wahające się od 100 do nawet $140 \text{ dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$. Chcąc uszczegółowić wiedzę o przestrzennej zmienności natężeń deszczów miarodajnych w Czechosłowacji, Trupl [1959] opublikował mapę wartości jednorocznego miarodajnego deszczu o czasie trwania 60 min $q_{60,1}$. Mapa została ponownie wykreślona w sposób ręczny, ale z wykorzystaniem stosunkowo gęstej siatki, złożonej ze stu czterdziestu dziewięciu deszczomierzy. Dla deszczomierzy tych wartości $q_{60,1}$ zostały wyznaczone pośrednio na podstawie znajomości parametru zewnętrznego jakim było S , czyli średnioroczna suma opadów dobowych o warstwie większej lub równej 2 mm w dniach występowania burz. Uprzednio, na podstawie analizy materiału obserwacyjnego z siedemdziesięciu pięciu stacji ombrograficznych, Trupl ustalił następującą zależność pomiędzy wartościami $q_{60,1}$ wyrażonymi w $\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$ a wartościami S wyrażonymi w mm i mieszczącymi się w zakresie od 100 do 250 mm:

$$q_{60,1} = 0,1643 \cdot S + 19,093 \quad (7.4.)$$

Zgodnie z propozycją Trupla, odczyt ze sporządzonych przez niego tabel lub też map dwóch tylko wartości wzorcowych, jednorocznych natężeń deszczów o czasach trwania 15 i 30 minut, dawał możliwość obliczenia natężeń opadów miarodajnych o czasach trwania w przedziale od 5 do 120 minut i o częstościach C równych 0,5; 1; 2; 5 i 10 lat.

Z punktu widzenia dyskutowanego zagadnienia interpolacji przestrzennej opadów miarodajnych, związek korelacyjny (7.4) jest przykładem alternatywnego względem regionalizacji podejścia do szacowania natężeń deszczów miarodajnych. W podejściu tym zakłada się, że natężenia deszczów miarodajnych wykazują silne skorelowania z parametrami zewnętrznymi, takimi jak np.: lokalizacja geograficzna, wysokość nad poziomem morza, odległość od morza, czy też długoterminowe sumy opadów. Te parametry zewnętrzne są łatwe do ustalenia dla lokalizacji pozbawionych danych pomiarowych, a na ich podstawie można szacować ostatecznie przybliżone wartości natężeń deszczów miarodajnych.

7.1.2. Atlas opadowy KOSTRA

Starając się ustalić stan współczesnego warsztatu interpolacji przestrzennej, warto omówić szczegółowo wspomniany już atlas opadowy KOSTRA [Bartels 1997; Malitz, Ertel 2015]. Atlas ten jest stawiany w Polsce jako wzór wiarygodnego i dedykowanego dla inżynierów środowiska źródła informacji o natężeniach deszczów miarodajnych. Przy jego opracowaniu analizowane były maksymalne fazowe wysokości opadów dla osiemnastu różnych faz o długości: 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 90 min oraz 2, 3, 4, 6, 9, 12, 18, 24, 48, 72 godz. Maksymalne fazowe wysokości opadów dla najdłuższych czasów trwania wyznaczono na podstawie szeregów czasowych dobowych opadów z wielolecia 1951-2010 (50 lat), zestawionych w specjalnej bazie opadowej REGNIE. Za skrótem REGNIE (niem. *REGionalisierte NIEederschläge*) [Abteilung Hydrometeorologie 2017] kryje się ogólnoniemiecka rastrowa baza danych o opadach, generowana poprzez interpolację przestrzenną opadów dobowych rejestrowanych na całej krajowej sieci obserwacyjnej. Na podstawie tych danych interpolowane są opady dobowe w siatce rastrowej o powierzchni 1 km². Proces interpolacji opadów dobowych w REGNIE opiera się zasadniczo na ustalonych uprzednio wartościach tzw. pola tła [Rauthe i in. 2013]. Zostały one obliczone z użyciem wielokrotnych liniowych regresji MLR wiążących referencyjne miesięczne wysokości opadu y_i (w latach 1961-1990) z pięcioma czynnikami zewnętrznymi x_{i0} , takimi jak: długość i szerokość geograficzna, wysokość nad poziomem morza, nachylenie i ekspozycja poszczególnych oczek siatki:

$$y_i = a_0 \cdot x_{i0} + a_1 \cdot x_{i1} + a_2 \cdot x_{i2} + a_3 \cdot x_{i3} + a_4 \cdot x_{i4} + \varepsilon_i \quad (7.5)$$

gdzie ε_i – błąd resztkowy.

Przy wyznaczeniu parametrów MLR metodą najmniejszych kwadratów, dokonywano zabiegu regionalizacji, wykorzystując do obliczeń wszystkie dostępne stacje (co najmniej dziesięć) na danym obszarze. W efekcie jako rozwiązanie układu równań uzyskiwano jeden zestaw współczynników na obszar i na rozważany okres (np. miesiąc kalendarzowy, rok). Dodatkowo błędy resztkowe MLR interpolowano do niezajętych oczek siatki metodą średniej ważonej odwrotnością odległości IDW (ang. *inverse distance weighting*), przyjmując wykładnik potęgowy równy 2. Uwzględniano przy tym wszystkie stacje znajdujące się

w odległości 20 km od sieci docelowej. W przypadku braku stacji w tym promieniu, zwiększano go do 30 km. W efekcie końcowym, na podstawie wyznaczonych zregionalizowanych parametrów równań MLR oraz interpolowanych wartości błędu resztkowego, możliwe było obliczenie pełnego pola tła – także dla oczek siatki, w których nie był zlokalizowany ani jeden deszczomierz.

Zgodnie z metodą REGNIE, rastry z dobowymi opadami powstają operacyjnie w następujący sposób:

1. Wartości opadów dobowych z poszczególnych deszczomierzy są mapowane do najbliższych oczek siatki. Następnie obliczane są wartości ilorazów – opad dzielony jest przez wartość pola tła (dla wybranego miesiąca kalendarzowego lub całego roku).
2. Bezwymiarowe ilorazy są interpolowane metodą IDW do pustych oczek siatki z uwzględnieniem czterech najbliższych stacji.
3. Obliczenia ostatecznego rozkładu przestrzennego opadów dobowych dokonuje się poprzez pomnożenie bezwymiarowych ilorazów dla każdego oczka siatki z wartościami pola tła dla odpowiedniego oczka siatki.

Dostępność systemu REGNIE w Niemczech daje niewątpliwie korzyści z punktu widzenia opracowania KOSTRA, gdyż łatwo jest wyszukać maksymalne sumy dobowe opadów, a także sumy dla czasów pochodnych, tj. 48 i 72 godz. Maksymalne sumy opadów dla czasu 12 godz. są ustalane na podstawie znajomości sum dla czasów 72, 48 i 24 godz. Stosowana do tego jest zapewne procedura downscalingu, lecz jej szczegóły nie zostały przez twórców KOSTRA opisane [Malitz, Ertel 2015]. Inną wyraźną korzyścią jest rozwiązanie problemu interpolacji przestrzennej. Wartości maksymalnych sum dobowych opadów są odczytywane dla oczek siatki o powierzchni 1 km², podczas gdy wielkość rastra siatki KOSTRA to 66,83 km². Zatem wartości opadów pochodzące z blisko siedemdziesięciu oczek siatki REGNIE muszą być tylko uśrednione i sprowadzone do nietypowego wymiaru oczka siatki KOSTRA o szerokości 8,15 km i długości 8,20 km. Korzystanie z systemu REGNIE nie jest jednak idealnym rozwiązaniem, gdyż odczytywane z systemu maksymalne sumy dobowe nie są maksymalnymi fazowymi sumami opadów dla 24 godz. Wynika to z faktu, że zarchiwizowane w systemie REGNIE sumy były określane dla sztywnych przedziałów czasowych. W przypadku starszych rejestracji na klasycznych przyrządach (np. deszczomierze Hellmanna), doba pomiarowa trwała od godziny 7:30 dnia poprzedniego do 7:30 dnia rejestracji. W przypadku współczesnych przyrządów automatycznych, trwa od godz. 0:00 do godz. 24:00. Chcąc skompensować potencjalne zaniżenie wartości maksymalnych fazowych wysokości opadów dla czasu 24 godz. i czasów pochodnych 48 i 72 godz., twórcy KOSTRA zastosowali współczynniki korekcyjne, zestawione w tabeli 7.1.

Tabela 7.1. Współczynniki korekcyjne zwiększające maksima opadów [Malitz, Ertel 2015]

Wielokrotność podstawowego przedziału czasowego	1	2	3	4	>4
Współczynnik korekcyjny	1,14	1,07	1,04	1,03	1,0

Dla pozostałych trzynastu czasów trwania, krótszych od 12 godz., maksymalne opady do opracowania atlasu KOSTRA zostały wydzielone z szeregów czasowych opadów o wysokiej rozdzielczości, określanymi mianem DIGI. W przypadku stacji DIGI dysponowano szeregami opadowymi z wielolecia 1951-2010, zarejestrowanymi w miesiącach letnich od maja do września. Szeregi te składały się przede wszystkim ze zdigitalizowanych (ze stałym krokiem czasowym 5 minut) zapisów pluwiograficznych, a od 1993 r. w coraz większym stopniu z minutowych rejestracji opadów z deszczomierzy elektronicznych. Przy wydzieleniu

maksymalnych fazowych wysokości opadów dla najkrótszych czasów trwania: 5, 10, 15 i 20 minut, nie uniknięto problemu wynikającego ze sztywnych 5-minutowych przedziałów czasowych zdigitalizowanych rejestracji pluwiograficznych. Ponownie zatem zastosowano jednolite (stałe) współczynniki korekcyjne zestawione w tabeli 7.1. Warto zauważyć, że ponad 30-letnia historia projektu KOSTRA pozwoliła na wydłużenie czasu bazowych szeregów opadowych do 60 lat. Niemniej sam materiał pomiarowy zawarty w bazie jest, pod względem jakościowym, bardzo zbliżony do wykorzystywanego w projekcie PANDa. W projekcie KOSTRA dysponowano danymi z dziewięćdziesięciu ośmiu stacji kategorii DIGI; w projekcie PANDa – ze stu.

Do wydzielonych szeregów rozdzielczych maksymalnych wysokości opadów fazowych na stacjach DIGI dopasowano dwuparametrowy rozkład wartości ekstremalnych Gumbela. W efekcie, wysokości opadów miarodajnych $h_N(D, T)$, dla czasów trwania (faz) równych D i częstości (czasów ponownego nawrotu) T , opisano zależnościami o postaci [Malitz, Ertell 2015]:

$$h_N(D, T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T, \quad (7.6)$$

gdzie u , w – parametry rozkładu, które można było określić w prosty sposób – graficznie na podstawie wykresów h_N od $\ln T$, odczytując z nich charakterystyczne wartości h_N dla $T = 1$ rok i $T = 100$ lat.

Jak zauważyli twórcy KOSTRA, szacowane niezależnie dla kolejnych czasów trwania D parametry rozkładów u i w mogą prowadzić do braku spójności pełnego modelu opadowego dla dowolnych kombinacji D i T . Jego klasycznym przykładem był, zauważony przez użytkowników KOSTRA w latach 90. ubiegłego stulecia, problem tzw. „5-min”. Ujawniał się on, dla niektórych oczek rastra KOSTRA, w postaci natężeń deszczów o czasie trwania $D = 5$ min i częstości $T = 100$ lat niższych od natężeń deszczów o częstości $T = 100$ lat, ale o dwukrotnie dłuższym czasie trwania $D = 10$ min. Chcąc przeciwdziałać temu niefizykalnemu zjawisku w relacji pomiędzy nie tylko czasami 5 i 10 min., ale także w przypadku pozostałych czasów trwania, postanowiono wartości parametrów rozkładów u i w opisać jako funkcje czasu trwania D . Po analizie zbiorów wartości u i w ze stacji DIGI, dla różnych czasów trwania D , uznano że najprostszym rozwiązaniem jest podzielenie całego zakresu analizowanych czasów trwania, od 5 minut do 72 godzin, na trzy przedziały:

- przedział I – krótkich czasów trwania od 5 do 60 minut;
- przedział II – średnich czasów trwania od 60 minut do 12 godzin;
- przedział III – długich czasów trwania od 12 do 72 godzin.

Kolejnym zabiegiem upraszczającym było przyjęcie tzw. „punktów podparcia”, a więc czterech charakterystycznych czasów trwania D równych 15 i 60 minut oraz 12 i 72 godzin, dla których to wartości parametrów u i w są traktowane jako bazowe do dopasowania odpowiednich zależności funkcyjnych. Odpowiednio: i) dla przedziału I stosuje się dopasowanie w postaci funkcji hiperbolicznej dla parametru $u(D)$ i dopasowanie w postaci funkcji podwójnie logarytmicznej dla parametru $w(D)$; ii) dla przedziału II dla obydwu parametrów $u(D)$ i $w(D)$ stosuje się dopasowanie w postaci funkcji podwójnie logarytmicznej; iii) dla przedziału III stosuje się dopasowanie w postaci funkcji podwójnie logarytmicznej dla parametru $u(D)$ i dopasowanie w postaci funkcji logarytmicznej dla parametru $w(D)$. Wzory wymienionych funkcji zestawiono w tabeli 7.2.

Tabela 7.2. Zależności funkcyjne parametrów $u(D)$ i $w(D)$
przyjęte w KOSTRA dla poszczególnych przedziałów czasów trwania

Przedział czasu trwania	Parametr $u(D)$	Parametr $w(D)$
Przedział I (D od 5 do 60 minut)	$u(D) = \frac{a_u \cdot D}{D + b_u}$	$\ln w(D) = A_w + B_w \cdot \ln D$
Przedział II (D od 60 minut do 12 godzin)	$\ln u(D) = A_u + B_u \cdot \ln D$	$\ln w(D) = A_w + B_w \cdot \ln D$
Przedział III (D od 12 do 72 godzin)	$\ln u(D) = A_u + B_u \cdot \ln D$	$w(D) = a_w + b_w \cdot \ln D$
$A_u, B_u, A_w, B_w, a_w, b_w, a_u, b_u$ – parametry dobierane poprzez dopasowanie to tzw. „punktów podparcia”		

Operowanie przy dopasowaniu zależności funkcyjnych wartości u i w tylko wartościami dla czterech punktów podparcia niesie za sobą istotne uproszczenia. Po pierwsze dopasowanie parametrów zależności zestawionych w tabeli 7.2 opiera się na rozwiązaniu układu dwóch równań z dwiema niewiadomymi. Po drugie uzyskuje się pełną zgodność oszacowań wartości u i w na granicach przedziałów. Po trzecie zdecydowanie upraszcza się podejście do interpolacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych. Nie ma już konieczności prowadzenia interpolacji dla wszystkich osiemnastu czasów trwania, ale tylko dla charakterystycznych czterech punktów podparcia: 15 i 60 minut oraz 12 i 72 godzin. Przy tym interpolacja dwóch ostatnich czasów jest już rozwiązana poprzez wykorzystanie opisywanej bazy REGNIE.

Reasumując przedstawiony powyżej zarys metodyki opracowania atlasu KOSTRA, należy podkreślić, że dzięki licznym uproszczeniom metodyki przetwarzania danych opadowych, zagadnienie estymacji przestrzennej udało się sprowadzić do konieczności opracowania tylko czterech map wysokości opadów miarodajnych dla czasów trwania $D = 15$ min i $D = 60$ min oraz częstości $T = 1$ rok i $T = 100$ lat. Na podstawie odczytu z tych map czterech wartości: $h_N(15$ min, 1 rok), $h_N(15$ min, 100 lat), $h_N(60$ min, 1 rok), $h_N(60$ min, 100 lat) oraz dodatkowych czterech wartości $h_N(12$ godz., 1 rok), $h_N(12$ godz., 100 lat), $h_N(72$ godz., 1 rok), $h_N(72$ godz., 100 lat) z map, będących pochodnymi z REGNIE, można dla dowolnego oczka siatki KOSTRA dokonać oszacowania wysokości (względnie natężenia) deszczu miarodajnego o dowolnym czasie trwania od 5 minut do 72 godzin i częstości występowania od 1 roku do 100 lat.

Niezależnie od prostoty powyższego rozwiązania, samo sporządzenie map wartości $h_N(15$ min, 1 rok), $h_N(15$ min, 100 lat), $h_N(60$ min, 1 rok) i $h_N(60$ min, 100 lat) okazało się wyzwaniem, które zrealizowano w skomplikowany sposób, łącząc różne narzędzia i źródła danych, które podzielono na trzy tzw. „aspekty”:

- Oryginalne mapy KOSTRA z publikacji atlasu w 1997 r., które zostały opracowane w wyniku procedury regionalizacji (orograficznie zmodyfikowanej analizy wariogramu) dla prawie dwustu stacji DIGI dla wielolecia 1951-1980 (rejestracje od maja do września).
- Tabele maksymalnych opadów atmosferycznych, wynikające z analiz punktowych ok. 60-letnich serii pomiarów opadów o wysokiej rozdzielczości z wielolecia 1951-2010 (rejestracje od maja do września) z dziewięćdziesięciu ośmiu stacji na terenie Niemiec.
- Specjalna mapa opracowana w wyniku analizy wysokości 60-minutowych opadów z sieci stu pięćdziesięciu trzech automatycznych stacji pomiarowych z okresu od 2001 do 2010 roku.

Aspektem A były istniejące już mapy, sporządzone w ramach opracowania wcześniejszego wydania atlasu KOSTRA [Bartels 1997]. Mapy te powstały na podstawie interpolacji przestrzennej maksymalnych wysokości opadów krótkotrwałych ($D \leq 60$ min) z blisko dwustu stacji DIGI dla wielolecia 1951-1980. Interpolację tę przeprowadzono dwuetapowo. Pierwszym etapem było powiązanie dla stacji DIGI

maksymalnych wysokości opadów miarodajnych z czynnikami orograficznymi, takimi jak: wysokość położenia stacji oraz nachylenie i kierunek ekspozycji stoku. Wartości zewnętrznych czynników orograficznych wyznaczono na podstawie bazy danych topograficznych DWD (Deutscher Wetterdienst, Niemiecka Służba Meteorologiczna) o rozdzielczości rastra 5 km na 5 km. Ustalone związki pomiędzy parametrami zewnętrznymi a wysokościami maksymalnych wysokości opadów miarodajnych poddano regionalizacji (analogicznej jak w przypadku bazy REGNIE), uwzględniając relacje występujące nie tylko w wąskim zbiorze stacji DIGI, ale także na znacznie gęstszej siatce deszczomierzy dobowych. Związki te można było zastosować do obliczenia tzw. „części orograficznej” maksymalnych wysokości opadów miarodajnych dla wszystkich oczek siatki. W drugim etapie interpolacji przestrzennej poddano wartości różnic występujących w oczkach siatki zajmowanych przez stacje DIGI, pomiędzy wyznaczonymi z danych pomiarowych wartościami: $h_N(15 \text{ min}, 1 \text{ rok})$, $h_N(15 \text{ min}, 100 \text{ lat})$, $h_N(60 \text{ min}, 1 \text{ rok})$, $h_N(60 \text{ min}, 100 \text{ lat})$ a ich tzw. „częścią orograficzną”. Interpolację tę przeprowadzono z wykorzystaniem krigingu, po uprzednim obliczeniu semiwariogramów empirycznych i dobrze odpowiednich modeli semiwariogramów teoretycznych. Przy interpolacji przyjęto *a priori*, że należy uwzględnić tylko pięć najbliższych stacji.

Aspekt B interpolacji przestrzennej opadów maksymalnych opierał się, podobnie jak aspekt A, na idei przeniesienia precyzyjnych wyników z sieci stacji DIGI na znacznie bardziej liczebną grupę 2231 deszczomierzy dobowych, a następnie na pełną siatkę bazy REGNIE. Kluczem tej metody było wyznaczenie stosunków wielkości parametrów rozkładów Weibulla dla czasów 60 minut i 24 godzin ($u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}}$ oraz $w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}}$) i przyjęcie, że są one zależne w sposób istotny od średniorocznego opadu letniego (w miesiącach od maja do września) *MSN*. Stąd też ponownie sięgnięto do zabiegu regionalizacji, łącząc ze sobą pobliskie stacje DIGI w zbiorzy, w obrębie których opracowano zależności łączące stosunki $u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}}$ oraz $w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}}$ z *MSN*. Zależności te wykorzystano do obliczenia parametrów $u_{60\text{min}}$ i $w_{60\text{min}}$ na sieci 2231 deszczomierzy dobowych, dla których uprzednio z danych obserwacyjnych obliczono wartości parametrów rozkładów $u_{24\text{h}}$ i $w_{24\text{h}}$. Następnie, na podstawie interpolacji przestrzennej zależnej od odległości, z sieci 2231 stacji dobowych estymowano wartości $u_{60\text{min}}$ i $w_{60\text{min}}$ w lokalizacjach stacji DIGI. Pozwoliło to na ustalenie różnic pomiędzy estymowanymi i obliczonymi na podstawie rejestracji opadowych wartościami $u_{60\text{min}}$ i $w_{60\text{min}}$. Różnice te, w formie poprawek, ponownie interpolowano przestrzennie zależnie do odległości już dla całej siatki bazy REGNIE. W końcowym efekcie możliwe było przeprowadzenie dla każdego oczka siatki REGNIE oszacowania parametrów rozkładów $u_{24\text{h}}$ i $w_{24\text{h}}$ i ich ostatecznej korekty na podstawie wyliczonych uprzednio poprawek. Prezentowany przy tym przez twórców KOSTRA warsztat przetwarzania danych nie jest do końca jasny. Nie wiadomo, jakie były przyjęte kryteria regionalizacji, co oznaczała dokładnie interpolacja przestrzenna zależna od odległości, czy była to metoda IDW, a jeśli tak, to jaki wykładnik potęgowy stosowano? Dyskusyjna wydaje się także odgórna kontrola dopuszczalnego zakresu wartości stosunków $u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}}$ oraz $w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}}$ szacowanych na podstawie *MSN*.

Aspekt C jest efektem odrębnego studium KOSTRA-DEKA, w którym zbadano trzy warianty podejścia do regionalizacji maksymalnych wysokości 60-minutowych opadów z sieci stu pięćdziesięciu trzech automatycznych stacji pomiarowych z okresu od 2001 do 2010 roku. Wszystkie trzy warianty studium opierały się na tzw. analizie prawdopodobieństwa regionalnego, której celem było ustabilizowanie szacowania parametrów (znormalizowanych) maksymalnych opadów ze statystycznie podobnych stacji sąsiednich poprzez ich połączenie w jednorodne regiony, a następnie określenie parametrów dla tych jednorodnych regionów.

Podstawowym założeniem analizy prawdopodobieństwa regionalnego było to, że rozkłady prawdopodobieństwa szeregów wartości ekstremalnych opadów dla różnych stacji w jednorodnym regionie różnią się tylko w odniesieniu do jednego czynnika skalującego, jakim jest wartość średnia szeregu rozdzielczego. Poszczególne warianty studium KOSTRA-DEKA różniły się między sobą metodą przeglądu serii rocznych szeregów opadowych pod kątem wydzielenia maksymalnych wysokości opadów 60-minutowych, metodą konstruowania regionów, przyjętym rozkładem wysokości opadów maksymalnych i metodą szacowania jego parametrów. Niezależnie od tego, we wszystkich trzech przypadkach regionalizację współczynnika normalizacyjnego (średniej szeregu rozdzielczego) przeprowadzono w ten sam sposób za pomocą krigingu z zewnętrznym trendem KED (ang. *kriging with an external drift*) [Deutsch, Journel 1997], uwzględniając takie parametry jak: współrzędne x i y lokalizacji stacji, wysokość nad poziomem morza i klasa spadku (zidentyfikowane na podstawie modelu numerycznego terenu SRTM dla Niemiec). Ostatecznie spośród trzech wariantów w ramach opracowania KOSTRA-DWD-2010 postanowiono przyjąć wyniki wariantu podstawowego (wykorzystującego uogólniony rozkład wartości ekstremalnych, GEV – ang. *Generalized Extreme Value*) w postaci specjalnej mapy wysokości opadów miarodajnych o czasie trwania $D = 60$ min i częstotliwości $T = 100$ lat.

Wykorzystywane w aspektach A, B i C dane meteorologiczne, pochodziły z różnych okresów, były zarejestrowane z użyciem sieci deszczomierzowych o różnej gęstości, złożonych z deszczomierzy różnego typu, pracujących często z różną rozdzielczością czasową. Ponadto warsztat przetwarzania danych opadowych w poszczególnych wariantach różnił się wyraźnie, a przyjmowane rozwiązania w zakresie interpolacji przestrzennej miały nierzadko charakter subiektywny. Pomimo tego autorzy KOSTRA nie zawahali się połączyć wyników trzech aspektów A, B i C w celu opracowania ostatecznych map wartości: $h_N(15 \text{ min}, 1 \text{ rok})$, $h_N(15 \text{ min}, 100 \text{ lat})$, $h_N(60 \text{ min}, 1 \text{ rok})$ i $h_N(60 \text{ min}, 100 \text{ lat})$. Ostatecznie mapy $h_N(15 \text{ min}, 1 \text{ rok})$ i $h_N(60 \text{ min}, 1 \text{ rok})$ powstały poprzez uśrednienie wyników dwóch aspektów A i B. Natomiast końcowe mapy $h_N(15 \text{ min}, 100 \text{ lat})$ i $h_N(60 \text{ min}, 100 \text{ lat})$ poprzez uśrednienie wyników trzech aspektów A, B i C. Mapy te mają charakter rastrowy, a wartości w poszczególnych oczkach siatki są podawane jako przedziały wartości maksymalnych opadów. Szerokości przedziałów wartości maksymalnych opadów uzależniono od wartości wysokości opadów. Zastosowano przy tym dziewięć klas przedziałów wartości wysokości opadów. Dla najmniejszych wysokości maksymalnych opadów miarodajnych w pierwszej klasie, od 4 do 12 mm, szerokość przedziałów wysokości opadów wynosi zaledwie 0,5 mm. Dla porównania, dla największych wartości maksymalnych opadów w dziewiątej klasie, od 400 mm do 500 mm, szerokość przedziałów wysokości opadów sięga już 50 mm. Stąd też autorzy KOSTRA zalecają przy odczycie wartości charakterystycznych wysokości opadów miarodajnych z konkretnych oczek siatki przyjmowanie ze względów bezpieczeństwa wartości w zakresie od średniej w danym przedziale do wartości ograniczenia górnego przedziału. Niezależnie od tego stwierdza się, że z uwagi na zmienność opadów w czasie, ale także ograniczenia w jakości zbiorów danych i uchybienia w ich przetwarzaniu, statystyki uzyskane nawet z szeregów opadowych z ostatniego 60-lecia nie muszą być w pełni wiarygodne dla przyszłości. Stąd też w zagadnieniach dotyczących planowania systemów odwodnienia zaleca się stosowanie dodatkowych przedziałów tolerancji względem odczytywanych wartości wysokości i natężeń deszczów miarodajnych. Te przyjęte *a priori* przedziały tolerancji są uzależnione od częstotliwości deszczów T i wynoszą: $\pm 10\%$ dla T od 1 roku do 5 lat, $\pm 15\%$ dla T od powyżej 5 lat do 50 lat, i $\pm 20\%$ dla T od powyżej 50 lat do 100 lat [Malitz, Ertel 2015].

7.1.3. NOAA Atlas 14

Innym współcześnie rozwijanym atlasem opadowym jest NOAA Atlas 14. Realizacja projektu NOAA (ang. *National Oceanic and Atmospheric Administration*) trwa od 2004 r. – dotąd opublikowano jedenaście woluminów opracowania z atlasami opadowymi dla poszczególnych obszarów USA. W 2018 roku ukazał się najnowszy tom, obejmujący opracowanie dla stanu Teksas [Perica i in. 2018]. Oznacza to, że jedynym obszarem Stanów Zjednoczonych Ameryki nieobjętym jeszcze zaktualizowaną wersją atlasu NOAA Atlas 14 pozostaje pięć północno-zachodnich stanów: Waszyngton, Oregon, Idaho, Montana i Wyoming. Publikowany systematycznie dla kolejnych części USA, NOAA Atlas 14 zastępuje nieaktualne już historyczne oszacowania natężeń deszczów miarodajnych, zawarte w następujących publikacjach:

- NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-35 (dokument zawierający informacje o wysokościach opadów miarodajnych o czasach trwania od 5 do 60 minut) [Frederick i in. 1977];
- Weather Bureau Technical Paper No. 40 (dokument zawierający informacje o wysokościach opadów miarodajnych o czasach trwania od 30 minut do 24 godzin, rekomendowany uprzednio do stosowania w zakresie od 2 do 24 godzin) [Hershfield 1961];
- Weather Bureau Technical Paper No. 49 (dokument zawierający informacje o wysokościach opadów miarodajnych o czasach trwania od 2 do 10 dni) [Miller 1964].

Metodyka opracowania NOAA Atlas 14 ewaluowała w pewnym zakresie w czasie jego już ponad 15-letniej historii. Była ona modyfikowana i doskonalona na bazie rosnących doświadczeń wykonawców projektu i zmieniającej się dostępności narzędzi warsztatu przetwarzania danych opadowych. Stąd też metodyka opracowania atlasu jest dyskutowana na bazie najnowszego woluminu dotyczącego stanu Teksas [Perica i in. 2018], w którym zastosowano jak dotąd najbardziej aktualny warsztat opracowania statystycznego danych opadowych i ich interpolacji przestrzennej.

Na wstępie należy zauważyć, że autorzy NOAA Atlas 14 postanowili wykorzystać przy jego opracowaniu dane z możliwie jak największej liczby deszczomierzy. W efekcie w projekcie dla stanu Teksas [Perica i in. 2018] zgromadzono dane z 11934 deszczomierzy (należących do agencji federalnych, stanowych i lokalnych). Jest to imponująca liczba instrumentów, jednak należy uwzględnić przy tym cały szereg zastrzeżeń. Powierzchnia stanu Teksas jest ponad dwukrotnie większa od Polski, a zebrane dane pochodziły nie tylko z terytorium tego jednego stanu, ale także z pasa o około 160,9 km (100 mil) obejmującego sąsiednie stany USA (sięgnięto też po rejestracje dobowe z Meksyku). Dane z instrumentów o niskiej częstotliwości pomiarów (raz na dobę) stanowiły zdecydowaną większość w zbiorze (6541 deszczomierzy). Bardzo liczny był także podzbiór deszczomierzy o pośredniej, nadal jednak zbyt niskiej w stosunku do potrzeb, częstotliwości pomiarów (raz na godzinę), składający się z odczytów z 3704 instrumentów. Tylko 14% deszczomierzy w bazie miało rozdzielczość na poziomie 15-minutowym. Niemniej wszystkie przytoczone statystyki dotyczyły początkowego zbioru danych. Zbiór ten poddano selekcji, polegającej na usuwaniu danych z instrumentów położonych blisko siebie oraz, co ważniejsze, na weryfikacji dwóch warunków brzegowych wynikających z potrzeby analizy częstości występowania maksymalnych opadów. Założono, że szeregi opadów dobowych winny liczyć co najmniej 30 lat obserwacji, a szeregi subdobowe co najmniej 20 lat. Warto podkreślić, że wymagania te nie dotyczyły *stricte* ciągłości serii 30 lub 20 lat opadów, ale tylko łącznej liczby lat, dla których w nieciągłych nawet szeregach można było wyznaczać maksima roczne. Powyższe warunki brzegowe

uchylono jeszcze w przypadku kilku stacji, które to np. zarejestrowały ekstremalne opady. Pomimo tego, początkowo bogaty zbiór danych stopniał do odpowiednio 1231, 478 i 294 stacji o rozdzielczościach na poziomie 1 doby, 1 godziny i 15 minut. W tej ostatecznej wersji bazy dostępna liczba lat obserwacji wahała się odpowiednio: od 17 do 150 lat w podzbiorze stacji o rozdzielczości 1 doby, od 12 do 114 lat w podzbiorze stacji o rozdzielczości 1 godziny i od 15 do 77 lat w podzbiorze stacji o rozdzielczości 15 minut. W tej ostatniej, najwyższej rozdzielczości, średnia liczba lat w szeregu wynosiła 28. Była zatem dwukrotnie niższa niż w atlasie KOSTRA, a nawet niższa od 30-letniego standardu zalecanego przez Światową Organizację Meteorologiczną [WMO 2017] i przyjętego przy realizacji projektu PANDa.

Zróżnicowana długość szeregów obserwacyjnych z poszczególnych deszczomierzy wymusiła konieczność wydzielenia maksimów opadów fazowych z użyciem najprostszej metody ciągów maksimów rocznych AMS (ang. *annual maximum series*). Wyszukiwano maksymalne wysokości opadów dla czasów trwania (faz): 15 i 30 minut, 1, 2, 3, 6 i 12 godzin oraz 1, 2, 3, 4, 7, 10, 20, 30, 45 i 60 dni. Tak jak w przypadku atlasu KOSTRA, także tu wystąpił problem korzystania z zapisów dla sztywnych przedziałów czasowych. Jako rozwiązanie przyjęto stosowanie współczynników korekcyjnych. Wyznaczono je empirycznie jako współczynniki kierunkowe związków liniowych (przy przyjętym wyrazie wolnym równym zero) pomiędzy maksimami wyznaczanymi dla elastycznych okresów czasu a maksimami wyznaczanymi dla sztywnych przedziałów czasowych (zaczynających się np. o pełnych godzinach lub kwadransach). Przykładowo dla maksimów dobowych porównywano odpowiadające im w czasie (przesunięte w przedziale nie przekraczającym +/- jedną dobę) sumy pochodzące z deszczomierzy o wyższej, godzinowej rozdzielczości. W efekcie wypracowano współczynniki korekcyjne zestawione w tabeli 7.3. Jak widać, wartości współczynników były uzależnione od rozpatrywanych skal czasowych (długości faz) i różniły się od wartości stosowanych w przypadku atlasu KOSTRA, które nie były uzależnione od wielkości kroku czasowego (tab. 7.1).

Tabela 7.3. Współczynniki korekcyjne zwiększające maksima opadów zarejestrowanych dla sztywnych dobowych, godzinowych i 15-minutowych przedziałów czasu [Perica i in. 2018]

Czas trwania	1 dzień	2 dni	3 dni	4 dni	7 dni	> 7 dni
Współczynnik korekcyjny	1,10	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00
Czas trwania	1 godz.	2 godz.	3 godz.	6 godz.	>6 godz.	
Współczynnik korekcyjny	1,10	1,04	1,02	1,01	1,00	
Czas trwania	15 min	30 min	45 min	>45 min		
Współczynnik korekcyjny	1,10	1,05	1,03	1,00		

Zależności łączące wysokości maksymalnych opadów fazowych z częstością ich występowania wyznaczono dla całego zakresu czasów trwania, korzystając z metody zregionalizowanej analizy częstości, bazującej na statystykach L-momentów [Hosking, Wallis 1997], obliczonych z szeregów maksimów rocznych. Parametry rozkładów teoretycznych, opisujących wysokości opadów maksymalnych dla każdej ze stacji, były wyznaczone na podstawie wartości średniej z wyznaczonych dla badanego deszczomierza wartości maksymalnych i regionalnie już określanych (dla całego podzbioru stacji) wyższych rzędów L-momentów. Ideą regionalizacji było łączenie pobliskich stacji, dla których powinny występować zbliżone rozkłady ekstremalnych opadów, a przez to uzyskiwanie większych, bardziej liczebnych zbiorów obserwacyjnych, pozwalających na wiarygodne oszacowanie rzadko występujących opadów ekstremalnych.

Proces regionalizacji przeprowadzono z wykorzystaniem metody „region-of-influence” [Burn 1990]. Proces łączenia stacji w regiony rozpoczął się dla każdej ze stacji od domyślnego połączenia z piętnastoma najbliższymi stacjami, uzupełnianymi dodatkowo przez wszystkie stacje w promieniu 96,5 km (60 mil), które zarejestrowały maksymalny obserwowany opad 1-godzinny lub 1-dobowy. Później ten domyślny dobór był optymalizowany poprzez śledzenie podobieństwa parametrów ekspozycji deszczomierzy, ich bliskości geograficznej, ale także podobieństw lub różnic w rozkładach częstości występowania opadów maksymalnych dla różnych faz z użyciem metody L-momentów. Efekt tego procesu był w oczywisty sposób uzależniony od lokalnej gęstości deszczomierzy. Niemniej ostatecznie typowy region składał się z 15-25 deszczomierzy, z których to dysponowano skumulowanymi zbiorami obserwacji o łącznej długości od 700 do 1800 lat w przypadku opadów dobowych i od 200 do 700 lat dla opadów godzinowych.

W ramach bardziej szczegółowych badań, przeprowadzonych dla szeregów rozdzielczych maksymalnych opadów o czasach trwania 1 godzina, 1 dzień i 10 dni, przeanalizowano możliwość stosowania różnych rozkładów teoretycznych do opisu częstości ich występowania. Testowano łącznie siedem rozkładów, w tym:

- rozkłady o trzech parametrach: uogólniony rozkład wartości ekstremalnych – Generalized Extreme Value (GEV), uogólniony rozkład normalny – Generalized Normal, uogólniony rozkład Pareto – Generalized Pareto, uogólniony rozkład logistyczny Generalized Logistic i rozkład Pearsona III – Pearson Type III distribution;
- rozkład o czterech parametrach Kappa – Kappa Distribution;
- rozkład o pięciu parametrach Wakeby – Wakeby distribution.

Ostatecznie, chociaż uzyskiwano porównywalne wyniki doboru dla wszystkich powyższych rozkładów, zwłaszcza w zakresie rocznych prawdopodobieństw przewyższenia większych od 2%, to zdecydowano się na zastosowanie w projekcie jednego rozkładu GEV dla wszystkich faz i stacji.

Pomimo unifikacji przyjętego rozkładu teoretycznego, oszacowania opadów miarodajnych dla poszczególnych poziomów częstości występowania, uzyskiwane niezależnie dla kolejnych czasów trwania z odrębnie dobieranych rozkładów, musiały być ostatecznie wygładzane funkcją sklejaną III stopnia (ang. *cubic spline*). Zastosowano także procedurę symulacji Monte Carlo zaproponowaną przez Hoskinga i Wallisa [1997] w celu uwzględnienia zależności pomiędzy pobliskimi deszczomierzami. Do wygenerowania kwantyli opadów, dla każdego deszczomierza i czasu trwania, stosowano tysiąc symulacyjnych zestawów danych. Ostateczne wyniki sortowano od największych do najniższych wartości. W tak powstałym szeregu rozdzielczym za dolną granicę ufności przyjęto 950-wartość, za górną granicę – 50-wartość. Tak skonstruowane przedziały ufności uwzględniały w opinii autorów atlasu niepewność oszacowania parametrów samego rozkładu teoretycznego, ale nie inne czynniki, takie jak np. samo przyjęcie typu rozkładu itp. [Perica i in. 2018]. Generowane niezależnie dla kolejnych czasów trwania oszacowania górnych i dolnych granic przedziału ufności musiały być także poddane wygładzeniu z użyciem funkcji sklepanej III stopnia.

Efektom przetwarzania maksimów rocznych opadów wydzielonych metodą AMS i dopasowania rozkładów teoretycznych było uzyskanie rozkładów częstości łączących wysokość opadu maksymalnego z prawdopodobieństwem przewyższenia opadu rocznego *AEP* (ang. *annual exceedance probability*). W wielu zagadnieniach inżynierskich, dotyczących na przykład obliczania systemów odwodnienia, preferuje się operowanie średnim okresem powtarzalności przewyższeń *ARI* (ang. *average recurrence interval*), który wynika z wydzielenia maksimów opadowych metodą przewyższeń *POT* (ang. *peak over threshold*). Mając to na

uwadze, twórcy atlasu NOAA wyznaczyli estymaty opadów miarodajnych dla standardowo stosowanych wartości okresów powtarzalności *ARI*, dokonując wpiery konwersji na odpowiadające im wartości *AEP* i sięgając po dopasowane już rozkłady prawdopodobieństwa. Zastosowali w tym celu klasyczną formułę Langbeina [1949]:

$$AEP = 1 - \exp\left(-\frac{1}{ARI}\right). \quad (7.7)$$

Wyprowadzenie formuły Langbeina oraz szczegółową dyskusję różnic w stosowaniu metod AMS i POT przy opracowaniu statystycznym opadów maksymalnych na przykładzie historycznych modeli opadowych z Polski można znaleźć w publikacji Węglarczyka [2014].

Ostatecznie interpolacja przestrzenna atlasu NOAA została przeprowadzona w siatce o rozdzielczości około 800 na 800 metrów. Siatki maksymalnych opadów miarodajnych zostały uzyskane na podstawie siatek średnich rocznych maksymalnych opadów MAM (ang. *mean annual maximum*) i oszacowań opadów miarodajnych na poszczególnych stacjach. Siatki MAM dla siedemnastu czasów trwania (faz) opadów od 15 minut do 60 dni zostały wygenerowane na podstawie znanych wartości MAM na poszczególnych stacjach z użyciem metody regresji wielozmiennej narzędzia PRISM [Daly i in. 1994]. Wykorzystano przy tym występowanie liniowej zależności wartości MAM z wartościami pierwiastka średniorocznego opadu. Niezależnie od tego dokonano interpolacji parametru R24, czyli stosunku wartości MAM dla czasów poniżej 24 godz. względem MAM dla 24 godz. W ten sposób oszacowano wartości MAM dla czasów krótszych od 24 godzin nawet dla stacji tylko o dobowej rozdzielczości pomiarów, zagęszczając w ten sztuczny sposób siatkę interpolacyjną. Dla każdego z czasów trwania (faz), po wygenerowaniu siatki MAM, sporządzano siatkę opadów miarodajnych o częstotliwości występowania dwóch lat, wykorzystując do tego silne skorelowanie wartości MAM z 2-letnimi maksimumami opadów. W kolejnych krokach wykonywano siatki opadów dla kolejnych częstotliwości występowania na bazie zależności występujących pomiędzy opadami miarodajnymi o tym samym czasie trwania dla sukcesywnie zmieniających się częstotliwości. Uzyskiwane w ten sposób siatki były weryfikowane i w razie konieczności korygowane pod kątem występowania niespójności pomiędzy wysokościami deszczów miarodajnych dla kolejnych czasów trwania lub częstotliwości.

Zdając sobie sprawę z zainteresowania inżynierów natężeniami opadów miarodajnych dla czasów krótszych od 15 minut, twórcy atlasu NOAA dla Teksasu postanowili jeszcze opracować siatkę z wartościami maksymalnych opadów miarodajnych o czasach trwania 5 i 10 minut. Dysponowali przy tym stosunkowo skromnym materiałem badawczym w postaci 5- i 10-minutowych maksimumów opadów wybranych w danych miesiącach ze stu sześciu stacji na analizowanym obszarze. Dlatego zdecydowali się na bardzo proste rozwiązanie i zastosowali dla całego stanu Teksas stałe współczynniki skalowe pomiędzy maksymalnymi miarodajnymi wysokościami opadów dla czasu 5 i 10 minut a referencyjnymi maksimumami dla czasu 15 minut. Przyjęto, że opady miarodajne dla czasów 5 i 10 minut stanowią odpowiednio 0,57 i 0,82 warstwy opadu miarodajnego dla 15 minut. W ten sposób mapy opadów miarodajnych dla czasów 5 i 10 minut powstały przez proste przemnożenie map opadów miarodajnych dla czasu 15 minut.

Na koniec warto podkreślić, że opracowane w efekcie interpolacji mapy są traktowane jedynie jako materiał poglądowy, a użytkownikom atlasu zaleca się korzystanie ze specjalnie przygotowanego serwera danych Precipitation

Frequency Data Server (PFDS), dostępnego w Internecie pod adresem: <https://hdsc.nws.noaa.gov/hdsc/pfds/>. Ponadto ostrzega się, że pomimo uwzględnienia sąsiednich deszczomierzy z pobliskich stanów, występują różnice w estymowanych wysokościach opadów miarodajnych na granicy obszarów analizowanych w poszczególnych woluminach atlasu, zwłaszcza dla rzadkich częstotliwości występowania deszczów.

7.2. Stan badań nad interpolacją przestrzenną natężeń deszczów miarodajnych w Polsce

W Polsce jak dotąd rzadko podejmowano próby prowadzenia interpolacji przestrzennej natężeń deszczów miarodajnych (względnie parametrów modeli opadowych). Nieliczne doświadczenia w tym zakresie odnoszą się do zbioru historycznych już modeli natężeń deszczów miarodajnych, takich jak: formuła Lambora, formuła Błaszczyka, Atlas hydrologiczny Polski, model Bogdanowicz i Stachy'ego oraz model Suligowskiego.

Lambor [1953] przeanalizował dane opadowe z całej Polski, zgromadzone w Państwowym Instytucie Hydrologiczno-Meteorologicznym (PIHM). Szeregi rejestracyjne dla deszczomierzy samopiszących liczyły od 40 do zaledwie 8 lat. W przypadku deszczomierzy dobowych, dla wielu stacji dysponowano już wówczas szeregami znacznie dłuższymi, niejednokrotnie przekraczającymi 50 lat. Na podstawie analizy tych materiałów Lambor opublikował formułę, wiążącą natężenie deszczu z czasem trwania i prawdopodobieństwem wystąpienia:

$$J = \frac{(38-12 \lg p) \cdot H^{0,28}}{(t+b)^n} + d \quad (7.8)$$

gdzie: J – natężenie deszczu; maksymalne średnie natężenie dla danego czasu trwania oraz prawdopodobieństwa pojawiania się p (mm·godz.⁻¹); p – prawdopodobieństwo pojawiania się deszczu o czasie trwania t i natężeniu J lub większym (%); H – średni roczny opad dla danej miejscowości (m); T – czas trwania opadu (godz.).

$$b = \frac{1}{1000} (20,92 \cdot H \cdot p^{0,345} - 0,15p - 2,0) \quad (7.9)$$

$$d = \frac{1}{1000} (47,3 - 0,023p) \quad (7.10)$$

$$n = 0,779 - 0,164 \cdot H \quad (7.11)$$

Do obliczania najważniejszych parametrów b i n Lambor wykorzystał wysokość średniego rocznego opadu. W efekcie uzyskał uniwersalną formułę obliczeniową, możliwą do zastosowania praktycznie w dowolnej lokalizacji w Polsce, uciekając tym samym od wyzwań związanych z interpolacją przestrzenną natężeń deszczów miarodajnych. Lambor postulował stosowanie swojej formuły dla terenów nizinnych i górskich Polski do wysokości 1500 m n.p.m.

Powstała praktycznie w tym samym czasie formuła Błaszczyka [1954], została opracowana w oparciu na danych opadowych pochodzących tylko z jednej lokalizacji w Polsce – miasta Warszawy. Materiałem analitycznym były nieciągłe rejestracje opadów z okresu 1837-1891 oraz 1914-1925. Z danych tych Pomianowski, w latach 20. XX wieku, wydzielił siedemdziesiąt dziewięć spostrzeżeń deszczów burzowych i na bazie ich analizy sformułował pierwszy polski lokalny model opadowy, łączący natężenie deszczu z czasem jego trwania i prawdopodobieństwem przewyższenia [Rybczyński i in. 1933]. Po wojnie bazę opadową udało się jedynie uzupełnić o kilka lat rejestracji pluwiograficznych nadal prowadzonych tylko w Warszawie. Stąd też zagadnienie interpolacji przestrzennej przy tworzeniu formuły opadowej nie występowало i zostało strywalizowane poprzez przyjęcie *a priori* postulatu Gorbaczewa, wiążącego siłę deszczu (a więc pośrednio jego natężenie) z częstością jego występowania C i wysokością opadu normalnego H (tj. wartością średnią roczną opadu z wielolecia) [Dębski 1959]. W efekcie, popularny przez lata wśród inżynierów i rekomendowany do stosowania na terenie całego kraju, wzór Błaszczyka [1954] miał następującą postać:

$$q = \frac{6,67 \cdot \sqrt[3]{H^2 \cdot C}}{t^{0,67}} \quad (7.12)$$

gdzie: q – natężenie jednostkowe deszczu ($\text{dm}^3 \cdot (\text{s} \cdot \text{ha})^{-1}$); H – średni roczny opad (mm); C – okres (częstość) jednorazowego przekroczenia danego natężenia (lata); t – czas trwania deszczu (min).

Zgodnie z zależnością (7.12) natężenie jednostkowe deszczu miarodajnego o zadanej częstości występowania jest ściśle skorelowane z wysokością średniego rocznego opadu H w potęgde 3/2. Aktualne badania, przeprowadzone przez Licznara i in. [2018a] w ramach realizacji projektu PANDa, wykazały nie tylko wyraźną tendencję formuły Błaszczyka do zaniżania natężeń deszczów miarodajnych, ale także podważyły ich silne skorelowanie z średniorocznymi sumami opadów w potęgde 3/2, kwestionując samą strukturę formuły Błaszczyka.

W odniesieniu do formuł Lambora [1953] i Błaszczyka [1954] wyraźny postęp, z punktu widzenia interpolacji przestrzennej natężeń deszczów miarodajnych w kraju, stanowiło opracowanie dwunastu map izohiet maksymalnych opadów, wykreślonych dla czasów trwania: 15, 30, 60 i 120 minut oraz dla prawdopodobieństw 1, 10 i 50%. Mapy te opublikowano w wydanym w latach 1986-1987 *Atlasie hydrologicznym Polski*. Powstały one w wyniku analizy pluwiogramów z sieci stu dwudziestu jeden deszczomierzy w Polsce, z których odczytano wydajności maksymalne opadów. Sam odczyt odbywał się jednak w sposób dosyć specyficzny, gdyż nie wyszukiwano pojedynczych maksimumów fazowych, mogących występować w czasie dowolnych opadów. Przeciwnie, na wstępie wydzielono jedynie ulewy o wydajności większej lub równej u_0 w skali Chomicza [1951]. Dopiero w tak wydzielonym zbiorze ulew poszukiwano dla każdego zdarzenia maksymalnych wysokości opadów dla czasów (faz): 5, 10, 15, 30, 60 i 120 minut. Jako górną granicę opracowania przyjęto 120 minut, gdyż zdecydowana większość ulew spełniających kryterium wydajności u_0 w skali Chomicza nie miała czasu trwania dłuższego od 2 godzin [Cebulak i in. 1987]. Niewątpliwie dodatkowym ograniczeniem było oparcie się przy tym jedynie na krótkim okresie rejestracyjnym, obejmującym lata 1966-1975. Tylko dla porównania opracowano z dziesięciu punktów pluwiogramy za okres 20-letni, a z deszczomierza w Zakopanem za okres 49 lat. Ponadto wykorzystano materiały obserwacyjne pochodzące z piętnastu punktów leżących w przygranicznym obszarze Słowacji.

Wysokości opadów maksymalnych (zwane wydajnościami) zestawiono w malejące ciągi, co pozwoliło na ustalenie zależności między wydajnością opadu U a czasem jego trwania t i prawdopodobieństwem przewyższenia p [Cebulak i in. 1987]:

$$U(p, t) = \frac{A-B \cdot y_p}{t^n} \quad (7.13)$$

gdzie: $U(p, t)$ – wydajność maksymalna opadu (mm) o czasie trwania t (min) i prawdopodobieństwie przewyższenia p ; A, B, n – współczynniki wyznaczone metodą najmniejszych kwadratów, zestawione zbiorczo w publikacji Cebulak i in. [1987] dla stu dwudziestu jeden analizowanych punktów.

$$y_p = -\ln(-\ln(1-p)) \quad (7.14)$$

Na podstawie wysokości opadów, obliczonych za pomocą wzoru (7.13), opracowano mapy izohiet maksymalnych sum opadów o rocznych prawdopodobieństwach wystąpienia 1%, 10% i 50% dla wybranych czasów 15, 30, 60 i 120 minut. Mapy te wykreślono ręcznie, niemniej uwzględniając w pewien mniej lub bardziej subiektywny sposób warunki fizjograficzne oraz dodatkowe informacje o wystąpieniu ulew, również z punktów pomocniczych o niestandardowym okresie pomiarów. Jako cięcie na mapach przyjęto 5 lub 10 mm zależnie od zmienności przestrzennej zjawiska [Cebulak i in. 1987]. Sama idea prezentacji największych opadów za pomocą izohiet była poddawana pod wątpliwość przez Bogdanowicz i Stachý [1998].

Dekadę po wydaniu *Atlasu hydrologicznego Polski* Bogdanowicz i Stachý [1998] opublikowali swój model opadów maksymalnych. Tworząc go, podeszli w całkiem inny sposób do zagadnienia interpolacji przestrzennej. Nowy model opadów maksymalnych powstał na podstawie zbiorów obserwacyjnych z sieci obejmującej tylko dwadzieścia stacji pomiarowych IMGW-PIB (obserwacje pluwiograficzne z lat 1960-1990). W rejestracjach pluwiograficznych wyszukano maksymalne fazowe wysokości opadów dla czternastu charakterystycznych czasów trwania, od 5 minut do 72 godzin. Wydzielenia maksimów opadów dokonano z użyciem metody maksimów rocznych AMS. Do szeregów rozdzielczych maksymalnych opadów, o czasach trwania: 5, 10, 15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut, dopasowano teoretyczne rozkłady prawdopodobieństwa Weibulla. W ograniczonym zbiorze dwudziestu analizowanych stacji zabrakło stacji górskich. Analizowano jedynie stacje zlokalizowane w pasach: nadmorskim, pojeziernym, nizinnym i wyżynnym. Na podstawie analizy otrzymanych szeregów rozdzielczych maksimów rocznych, arbitralnie zdecydowano o wydzieleniu trzech regionów opadowych o odmiennej charakterystyce deszczów, z wyłączeniem obszarów podgórszych i górskich Sudetów i Karpat. Wydzielone regiony są scharakteryzowane w tabeli 7.4, a ich zasięgi zaprezentowane na rysunku 7.1.

Tabela 7.4. Regiony największych rocznych opadów w modelu Bogdanowicz-Stachý [1998]

Region	Czas trwania opadu	Charakter opadów
Północno-zachodni, pojezierny (R_2)	$5 \text{ min} \leq t < 1 \text{ godz.}$	Opady krótkotrwałe, najczęściej pochodzenia burzowego o stosunkowo niskich wysokościach opadów
Centralny (R_1)	$5 \text{ min} \leq t < 1 \text{ godz.}$	Opady o zmiennym czasie trwania i zasięgu
	$1 \text{ godz.} \leq t < 12 \text{ godz.}$	
	$12 \text{ godz.} \leq t \leq 72 \text{ godz.}$	
Południowy, wyżynny wraz z obszarem nadmorskim (R_3)	$12 \text{ godz.} \leq t \leq 72 \text{ godz.}$	Opady długotrwałe, najczęściej o charakterze rozlewnym, o dużych sumach opadów półroczna letniego oraz dużych wysokościach dobowych opadów

Prezentowana na rysunku 7.1 regionalizacja ma fundamentalne znaczenie przy stosowaniu modelu Bogdanowicz i Stachyego [1998], gdyż decyduje o przyjęciu skokowo zmieniających się parametrów do obliczania wartości kwantyli rozkładów, a więc wartości maksymalnych wysokości opadów $P_{max}(t,p)$ o czasie trwania t (min) i o prawdopodobieństwie przewyższenia p (w ułamku):

$$P_{max}(t,p) = \varepsilon(t) + \alpha(R,t) \cdot (-\ln p)^{0,584}, \quad (7.15)$$

gdzie: $\varepsilon(t)$ – parametr położenia (mm), zależny wyłącznie od czasu t , wyznaczony dla wszystkich regionów opadowych (dla $p = 1$) z jednego wzoru:

$$\varepsilon(t) = 1,42 \cdot t^{0,33} \quad (7.16)$$

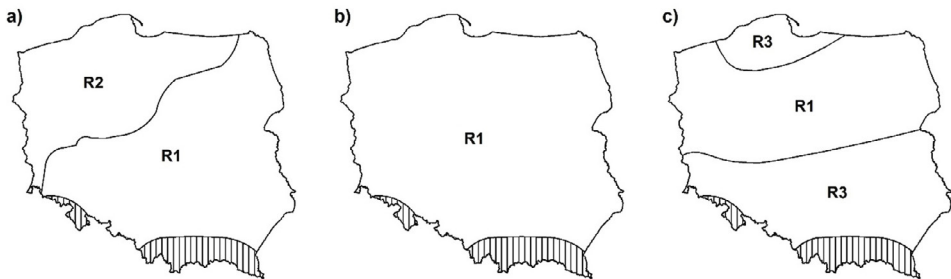
$\alpha(R,t)$ – parametr skali, zależny od regionu Polski i czasu trwania t ; przykładowo, w regionie centralnym Polski (R1), dla opadów krótkotrwałych o $t \in [5; 60]$ min i prawdopodobieństw przewyższenia $p < 1$, parametr α obliczany jest z wzoru:

$$\alpha(R,t) = 4,693 \ln(t + 1) - 1,249 \quad (7.17)$$

a w regionie północno-zachodnim (R2) dla $t \in [5; 30]$ min:

$$\alpha(R,t) = 3,92 \ln(t + 1) - 1,662 \quad (7.18)$$

W środowisku inżynierów środowiska, a zwłaszcza w gronie związanym z projektowaniem systemów odprowadzania wód opadowych, model Bogdanowicz i Stachyego spotkał się tylko z częściową akceptacją. Głównym zastrzeżeniem było operowanie w nim maksimami rocznymi opadów, wynikającymi z metody AMS, przez co uzyskiwane estymaty wysokości opadów miarodajnych dla deszczów o częstościach takich, jak $C = 1$ rok i $C = 2$ lata były bardzo niskie. Szczegółową dyskusję tego zagadnienia i możliwość wprowadzania odpowiednich



Rys. 7.1. Zasięgi regionów opadów maksymalnych wydzielonych przez Bogdanowicz i Stachyego [1998]:

a) dla czasów trwania deszczów $t \in [5; 60]$ min; b) dla $t \in [60; 720]$ min; c) dla $t \in [720; 4320]$ min

(R1 – region centralny; R2 – region północno-zachodni, pojezierny;

R3 – regiony południowy, wyżynny i nadmorski)

korekt można znaleźć w publikacjach: Kotowskiego [2011], Kotowskiego i in. [2010] oraz Węglarczyka [2014]. Niezależnie od tego, badania przeprowadzone w ramach realizacji projektu PANDa [Licznar i in. 2018b] wykazały, że struktura modelu opadów maksymalnych Bogdanowicz i Stachýego, oparta na arbitralnym podziale obszaru kraju na trzy regiony opadowe o stałych wartościach natężeń miarodajnych, stoi w sprzeczności z wyrażonym naturalnym zróżnicowaniem rzeczywistych natężeń deszczów miarodajnych na terenie Polski. Zauważono, że oczywistym mankamentem modelu Bogdanowicz i Stachýego pozostaje jego ograniczony zasięg terytorialny – z pominięciem obszarów górskich i podgórszych Sudetów i Karpat. Przy tym skokowe zmiany estymat opadów maksymalnych wg modelu Bogdanowicz i Stachýego na mało precyzyjnie zdefiniowanej granicy regionów opadowych stawiają pod znakiem zapytania wiarygodność stosowania tego modelu na wielu obszarach kraju.

Na tym tle wyróżniającą się pracą jest monografia Suligowskiego [2004], pt: *Struktura czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Polsce. Próba regionalizacji*. Autor przeanalizował dane z czterdziestu polskich stacji meteorologicznych z wielolecia 1961-1990. Na podstawie analizy statystycznej natężeń deszczów zarejestrowanych dla półroczy letnich (V-X) sformułował model deszczu miarodajnego o prostej strukturze modelu fizykalnego:

$$I_p = A_o t_r^B \quad (7.19)$$

gdzie: I_p – maksymalne natężenie opadu (intensywność opadu) ($\text{mm}\cdot\text{godz}^{-1}$); A_o, B – współczynniki regresji, parametry modelu zależne od prawdopodobieństwa opadu; t_r – czas trwania opadu (min).

Suligowski [2004] ustalił związek pomiędzy natężeniami opadów i czasem ich trwania bazując nie na empirycznie wydzielonych (surowych) maksymalnych natężeniach fazowych, lecz na wartościach natężeń opadów, odpowiadających opadom miarodajnym określonym z dystrybuanty, uprzednio dopasowanych rozkładów teoretycznych, odniesionych do median dwunastu założonych przedziałów (klas) czasów trwania. Przyjętym do stosowania rozkładem częstości występowania opadów miarodajnych był rozkład Fisher-Tippetta II typu, nazywany też rozkładem Frecheta.

Suligowski przeanalizował regionalne prawidłowości rozkładu maksymalnych natężeń opadów o zadanym okresie powtarzalności, przeprowadzając na obszarze całej Polski interpolację przestrzenną natężeń opadów obliczonych na sieci analizowanych deszczomierzy. Przestrzenną zmienność opadów w dwunastu grupach czasów trwania na poziomach prawdopodobieństwa 1%, 10% i 50% zilustrował za pomocą map izolinii, wykonanych przy zastosowaniu pakietu Geograficznych Systemów Informacyjnych (GIS) o nazwie ILWIS. Mapy te sporządził stosując interpolację, z wprowadzeniem wysokości n.p.m. stacji opadowej jako dodatkowej zmiennej. Brak jest jednak szczegółów dotyczących przyjętego związku pomiędzy maksymalnymi opadami miarodajnymi a parametrem wysokości stacji oraz samego algorytmu interpolacji.

Wartości parametrów A_o i B do wzoru (7.19) zostały zestawione przez Suligowskiego tabelarycznie dla trzydziestu siedmiu przebadanych stacji, dla prawdopodobieństw p wynoszących odpowiednio: 1%, 5%, 10%, 20%, 50% i 90%. Ponadto zróżnicowanie wartości A_o i B zostało przed Suligowskiego przedstawione na serii map. Niestety nie udało się odnaleźć informacji, w jaki sposób zostały wykreślone wspomniane mapy. Jednocześnie bardzo wysoki stopień generalizacji tych map i ich mały rozmiar czyni precyzyjny odczyt parametrów A_o i B bardzo trudnym. Istotną wątpliwością pozostaje przy tym zagadnienie, czy można prowadzić niezależną interpolację dwóch parametrów A_o i B determinujących wspólnie natężenia deszczów miarodajnych w zadanej lokalizacji.

Suligowski przeprowadził regionalizację maksymalnych natężeń opadów na obszarze Polski, uwzględniając przy tym dwie grupy zmiennych: średnie z serii maksymalnych rocznych natężeń opadów w wydzielonych typach genetycznych opadów oraz charakterystyki położenia stacji (długość, szerokość geograficzna i wysokość nad poziomem morza). Regionalizacja powyższa została przeprowadzona z użyciem hierarchicznej analizy skupień z podziałem na typy genetyczne opadów (konwekcyjne, frontalne, niżowe).

W porównaniu do wcześniej opisywanych prób interpolacji przestrzennej (względnie regionalizacji) natężeń (lub też wysokości) opadów maksymalnych podjętych przez Błaszczyka, Bogdanowicz i Stachyego oraz Suligowskiego, znacznie bardziej zaawansowany warsztat zaproponował Stach [2009]. W swojej monografii pt: *Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-1980* przeanalizował on prawidłowości przestrzennej i czasowej zmienności miesięcznych oraz rocznych maksymalnych dobowych sum opadów (MSDO) z lat 1956-1980 z obszaru Polski, z wykorzystaniem nowoczesnych metod geostatystycznych.

Podstawą badań Stacha [2009] była baza danych o maksymalnych sumach dobowych opadów rejestrowanych na stacjach meteorologicznych i posterunkach opadowych w poszczególnych miesiącach wielolecia 1956-1980, uzupełniona o daty wystąpienia maksymalnych rocznych sum dobowych opadów. Dane do bazy zaczerpnięto z roczników *Opady Atmosferyczne* PIHM/IMGW z lat 1954-1981. Uzupełniono je o wartości dobowych sum opadów dla wszystkich punktów pomiarowych (z wielolecia 1956-1980) leżących na terytorium byłego NRD, w pasie około 30 km od granicy Polski, pozyskane z DWD. W efekcie była to bogata baza złożona z 747486 wartości maksymalnych opadów dobowych w poszczególnych miesiącach (średnio ok. 2492) i 61940 dat/sum maksymalnych rocznych opadów dobowych (średnio ok. 2478). W analizowanym wieloleciu istniała jeszcze w Polsce bardzo gęsta sieć pluwiometryczna (aktualnie zredukowana w wyniku cięć budżetowych i wprowadzenia sieci radarowej), w efekcie czego w opracowanej bazie zapisano informacje o dacie wystąpienia rocznych MSDO dla aż 61558 lokalizacji.

Stach [2009] stwierdził, że maksymalne sumy dobowych opadów, zarówno miesięcznych jak i rocznych, wykazują na terenie Polski klarowne prawidłowości zróżnicowania przestrzennego, które mogą być matematycznie modelowane z użyciem odpowiednio dobieranych modeli semiwariogramów. Modele te muszą uwzględniać fakt, że pole MSDO na obszarze Polski jest najczęściej efektem sumowania się skutków działania trzech procesów operujących w różnych skalach przestrzennych: lokalnej (<10-20 km), regionalnej (50-150 km) i ponadregionalnej (>200 km). Ponadto Stach wykazał możliwość generowania map MSDO z użyciem, niestosowanego jak dotąd w kraju, warsztatu geostatystycznych symulacji warunkowych. Opisane doświadczenia Stacha [2009] stały się przesłanką do podjęcia próby wdrożenia analogicznego warsztatu interpolacji przestrzennej przy opracowaniu atlasu opadowego PANDa.

7.3. Metodyka opracowania atlasu opadowego PANDa

7.3.1. Założenia podstawowe

Założeniem metodologicznym, przyjętym w toku prac nad estymacją przestrzenną opadów miarodajnych atlasu PANDa, była hipoteza (potwierdzona analizą niezależnych zbiorów danych z sieci deszczomierzy i sieci radarowej POLRAD), że prawdopodobieństwo wystąpienia maksymalnych wysokości opadów

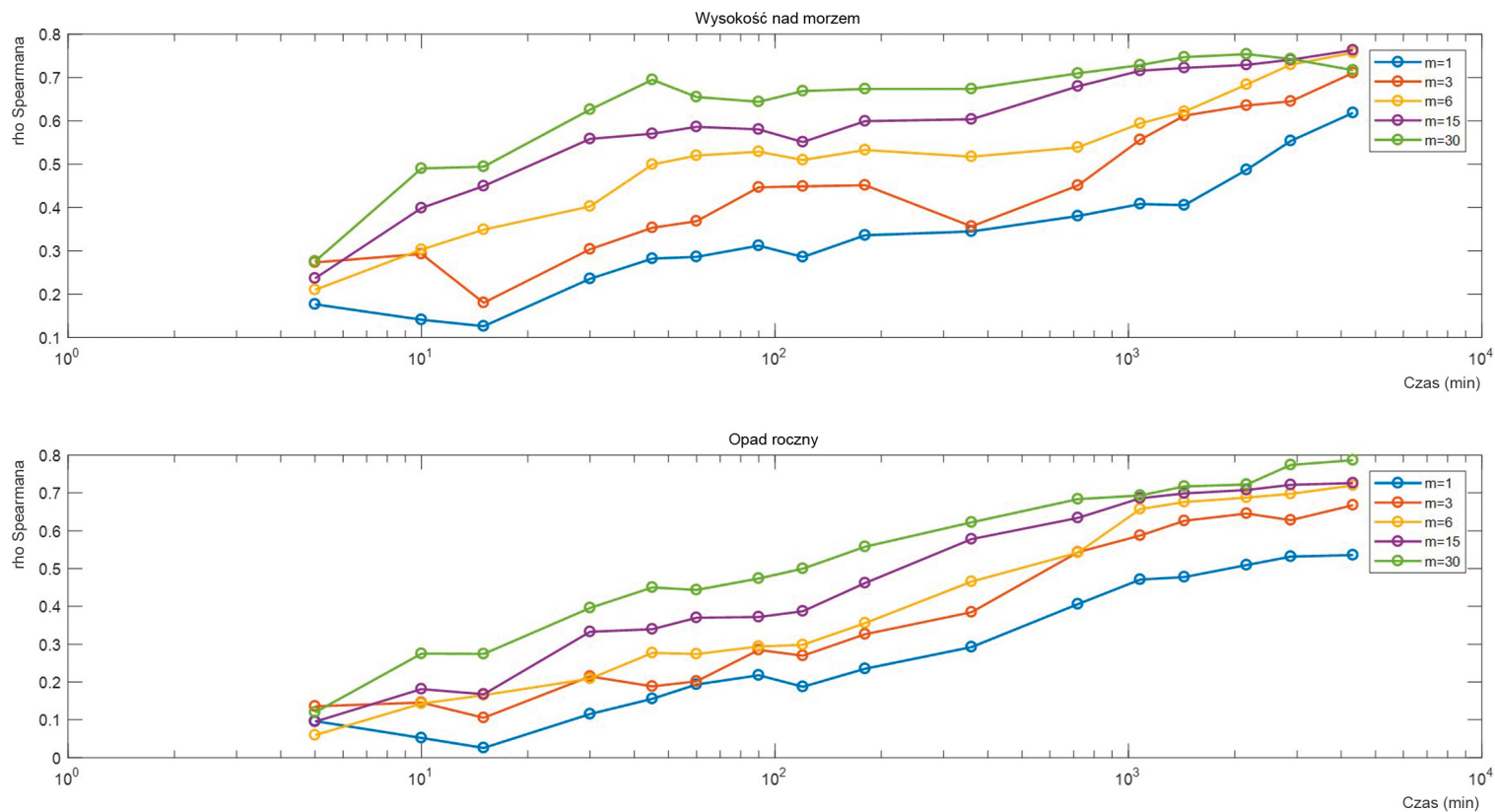
miarodajnych dla różnych czasów trwania (faz) charakteryzuje się autokorelacją przestrzenną, a zatem ciągłością przestrzenną. Logiczną konsekwencją takiego podejścia było zastosowanie do analizy tych danych metod geostatystycznych. Z uwagi na ograniczenia wydawnicze, podstawy teoretyczne geostatystyki nie są przedmiotem prezentacji i dyskusji. Informacje te są dostępne w bogatej literaturze fachowej w języku angielskim i polskim [Isaaks, Srivastava 1989; Cressie 1991; Deutsch, Journel 1997; Kitanidis 1997; Wackernagel 1998; Namysłowska-Wilczyńska 2006; Zawadzki 2011].

7.3.2. Związki pomiędzy wysokością opadów miarodajnych a parametrami zewnętrznymi

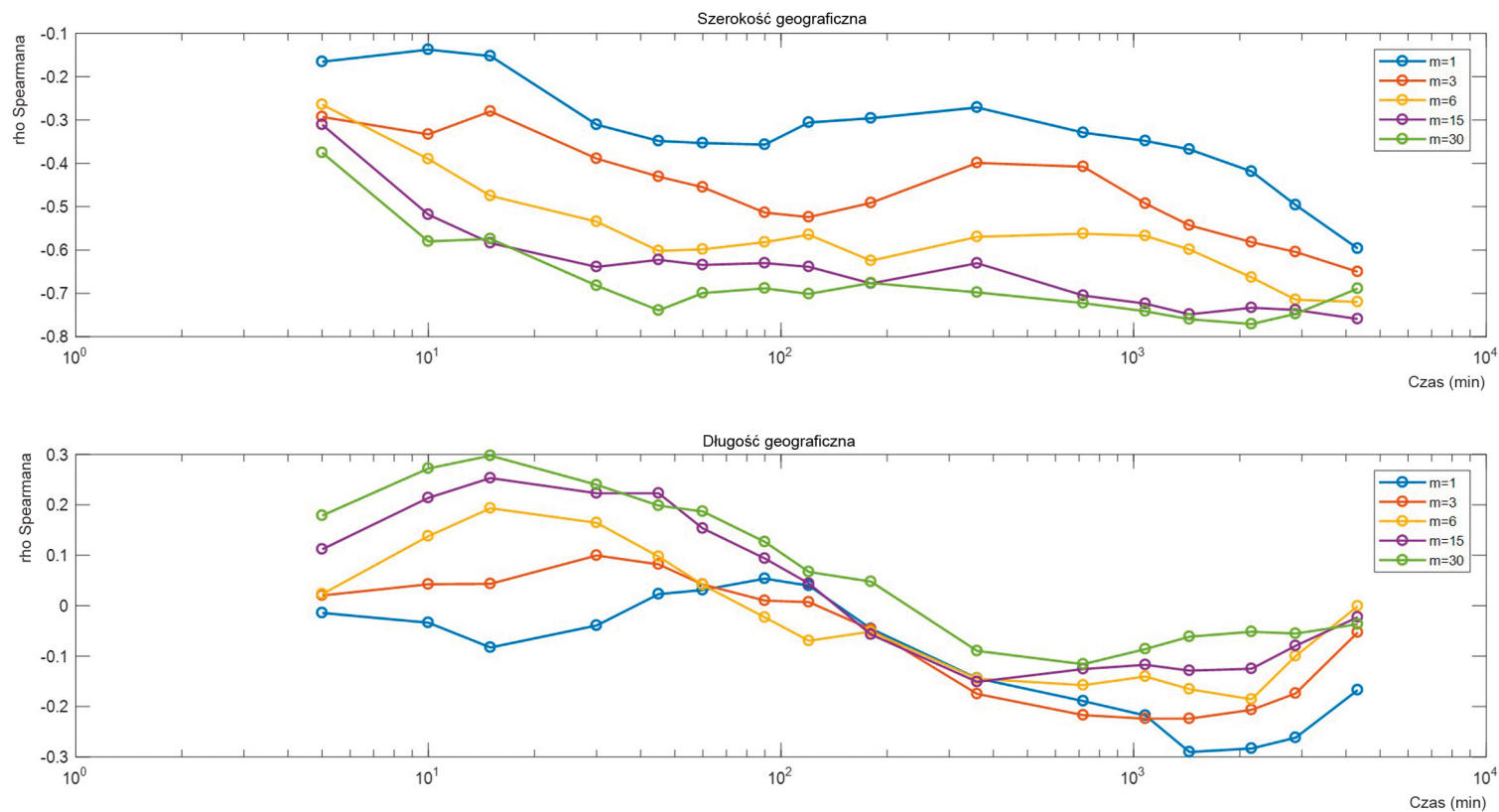
Często spotykane w literaturze przedmiotu wykorzystywanie parametrów zewnętrznych, takich jak: wysokość położenia i lokalizacja deszczomierzy, czy też wysokość średniorocznych opadów, jako wspomagającego źródła informacji przestrzennej przy interpolacji pomiędzy stacjami wysokości opadów maksymalnych, skłoniło autorów projektu PANDa do podjęcia studiów w tym obszarze. Potencjalną możliwość prowadzenia interpolacji przestrzennej maksymalnych wysokości opadów fazowych, z uwzględnieniem parametru zewnętrznego o znanym rozkładzie na obszarze kraju (np. za pomocą bezpośrednich zależności funkcyjnych czy też krigingu z zewnętrznym trendem lub kokrigingu), przevalizowano przy zastosowaniu współczynnika korelacji rang Spearmana. Jako potencjalne parametry zewnętrzne rozpatrywano: wysokość nad poziomem morza, średnioroczną sumę opadów, długość i szerokość geograficzną, a więc wielkości o dobrze rozpoznanym rozkładzie na obszarze kraju. Badano zależności powyższych parametrów z wysokościami opadów zestawionymi w bazie danych projektu PANDa. Baza ta obejmowała sto deszczomierzy i dla każdego z nich składała się z trzydziestu maksymalnych wysokości opadów fazowych, wydzielonych z wielolecia 1986-2015 z użyciem metody POT dla każdego z szesnastu czasów trwania (faz) deszczu miarodajnego (5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut).

Zastosowany w badaniach współczynnik korelacji rang Spearmana jest nieparametryczną miarą monotonicznej zależności statystycznej między zmiennymi losowymi. Korelacja rangowa (*rho Spearmana*) jest obliczana analogicznie, jak klasyczny współczynnik korelacji Pearsona, niemniej z uwzględnieniem rang zmiennych. Podobnie jak dla współczynnika korelacji Pearsona, jego wartości mieszczą się w przedziale $[-1, 1]$. Ma też analogiczną interpretację, niemniej z zastrzeżeniem, że w odróżnieniu od współczynnika Pearsona, który mierzy jedynie liniową zależność między zmiennymi, a wszelkie inne typy relacji zmiennych (potęgowe, wykładnicze, hiperboliczne itp.) traktuje jak zaburzone zależności liniowe, korelacja rangowa pokazuje dowolną monotoniczną zależność (także nieliniową). Wyniki przeprowadzonych obliczeń współczynnika korelacji rang Spearmana prezentowane są dla parametrów wysokość na morzem i opad średnioroczny (rys. 7.2) oraz długość i szerokość geograficzna (rys. 7.3), dla wybranych wierszy szeregow rozdzielczych wartości maksymalnych wysokości opadów fazowych – odpowiadających empirycznym prawdopodobieństwom p występowania deszczów równym około: 3%, 10%, 20%, 50%, 100%, a więc częstościom C równym: 30, 10, 5 lat, 2 lata i 1 rok.

Otrzymane wyniki dowodzą, że spośród analizowanych parametrów największy wpływ na przebieg maksymalnych wysokości opadów fazowych w Polsce wykazuje wysokość stacji nad poziomem morza. Wartość *rho Spearmana* dla długich czasów trwania i dla niskich pozycji w szeregu rozdzielczym ($m = 15-30$) są bliskie lub nawet wyższe od 0,7. Wniosek ten jest zgodny z doniesieniami Suligowskiego [2004], który



Rys. 7.2. Wartości współczynnika korelacji rang Spearmana, obliczone dla zależności wartości maksymalnych wysokości opadów fazowych i parametrów zewnętrznych – wysokość nad poziomem morza, średnioroczna suma opadów (wartości współczynnika wyznaczono dla szesnastu analizowanych czasów trwania (faz) w zakresie od 5 do 4320 minut; na wykresie prezentowane są wyniki tylko dla wybranych pozycji (m) szeregów rozdzielczych wartości maksymalnych wysokości opadów fazowych)



Rys. 7.3. Wartości współczynnika korelacji rang Spearmana, obliczone dla zależności wartości maksymalnych wysokości opadów fazowych i parametrów zewnętrznych - długość i szerokość geograficzna (wartości współczynnika wyznaczono dla szesnastu analizowanych czasów trwania (faz) w zakresie od 5 do 4320 minut; na wykresie prezentowane są wyniki tylko dla wybranych pozycji (m) szeregów rozdzielczych wartości maksymalnych wysokości opadów fazowych)

obserwował istnienie analogicznej zależności (niemniej dotyczącej średnich z maksymalnych natężeń opadów, a nie ich konkretnych wartości) w grupie czasów trwania odpowiadających opadom pochodzenia frontalnego. Zjawisko to tłumaczył, w sensie fizycznym, wzmocnieniem intensywności procesów opadotwórczych, związanym z wznoszeniem się wilgotnych mas powietrza, wymuszonym przez bariery orograficzne.

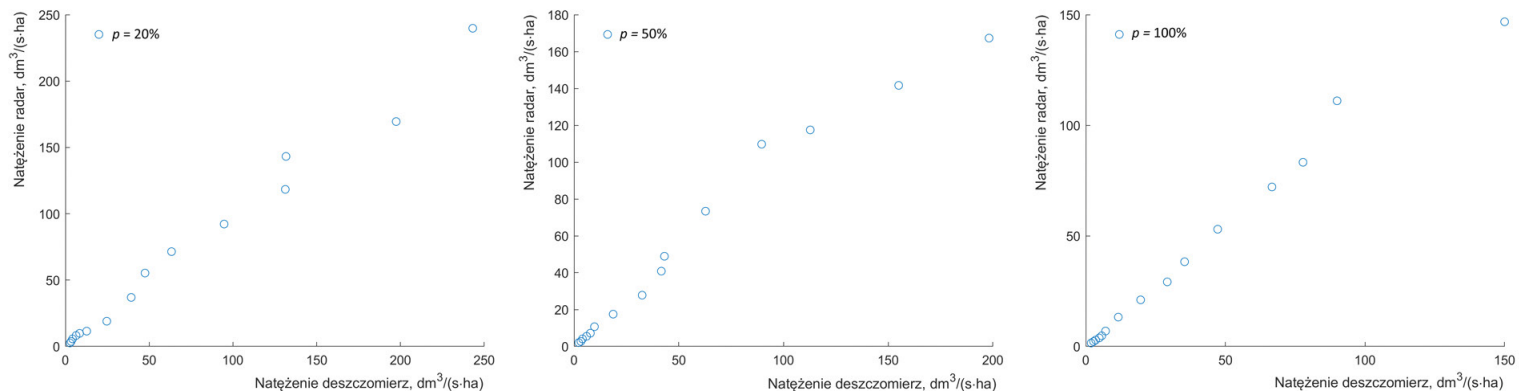
Znacznie słabsze skorelowanie było obserwowane w przypadku średniorocznych sum opadów (rys. 7.2, dolny panel). Skorelowanie to w sposób naturalny ujawniało się dla najdłuższych czasów trwania (faz), zasadniczo powyżej 1 doby, i dla niskich pozycji w szeregu rozdzielczym (a więc opadów o $C = 1$ rok). Takie opady wpływają istotnie na kształtowanie się sum rocznych na stacjach opadowych w Polsce. W przeciwieństwie do tego krótkotrwałe i rzadko zdarzające się (osobliwe) opady o wysokich warstwach fazowych nie były całkowicie skorelowane z wysokościami sum średniorocznych opadów. Ta obserwacja pozostaje w zgodzie z analizami Licznara i in. [2018a].

O całkowitym braku skorelowania między wartościami maksymalnych wysokości opadów fazowych a parametrem długości położenia geograficznego analizowanych stacji świadczy dolny wykres na rysunku 7.3. W przeciwieństwie do tego, na wykresie górnym (rys. 7.3) wykazano odwrotnie proporcjonalną zależność korelacyjną (*rho Spearmana* poniżej nawet $-0,7$) pomiędzy szerokością geograficzną a wartościami maksymalnych wysokości opadów fazowych, dla najdłuższych czasów trwania (faz) i dla niskich pozycji w szeregu rozdzielczym ($m \geq 15$). Obserwacja ta także pozostaje w zgodzie z wynikami Suligowskiego [2004]. Uzasadnieniem jest w tym przypadku równoleżnikowy przebieg form rzeźby terenu obszaru kraju, z wyżej położonymi stacjami w południowej części Polski.

Na podstawie uzyskanych wyników uznano, że w ramach tworzenia pierwszej edycji atlasu PANDa nie jest możliwe przeprowadzenie efektywnej estymacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych na bazie ich relacji z parametrami zewnętrznymi, takimi jak: wysokość nad poziomem morza, średnioroczna suma opadów, długość i szerokość geograficzna. Opady miarodajne, szczególnie istotne dla przyszłych odbiorców atlasu, o krótkich czasach i niskich prawdopodobieństwach przewyższenia, nie wykazywały prostych i statystycznie istotnych związków z analizowanymi parametrami zewnętrznymi o znanym rozkładzie na terenie całego kraju. Zagadnienie to powinno być przedmiotem bardziej szczegółowych studiów przy aktualizacji atlasu PANDa w przyszłości.

7.3.3. Autokorelacja przestrzenna wysokości opadów miarodajnych

Badania nad autokorelacją wysokości opadów miarodajnych w Polsce rozpoczęto od obliczenia semiwariogramów empirycznych dla czterystu osiemdziesięciu kombinacji: dla szesnastu analizowanych skal czasowych (od 5 do 4320 minut) oraz trzydziestu częstości występowania (w zakresie od $C = 1$ rok do $C = 30$ lat). Posłużyła do tego, opracowana i zweryfikowana w etapach I i II projektu PANDa, baza danych o maksymalnych wysokościach opadów fazowych, złożona z trzydziestu maksymalnych wysokości opadów, wydzielonych z wielolecia 1986-2015 z użyciem metody POT dla każdego z szesnastu czasów trwania deszczu miarodajnego (5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut). W wyniku analizy wszystkich opracowanych semiwariogramów empirycznych stwierdzono, że mają one regularne przebiegi, świadczące o występowaniu uporządkowanej struktury zmienności przestrzennej



Rys. 7.4. Porównanie natężeń deszczów miarodajnych wydzielonych w szeregach opadowych z rejestracji z wybranego deszczomierza w projekcie PANDa, zlokalizowanego w południowo-zachodniej Polsce z wielolecia 2007-2015, z natężeniami obliczonymi na bazie maksymalnych wartości z produktu PAC w obszarze 5 km × 5 km (prezentowane na rysunku prawdopodobieństwa empiryczne $p = 20\%$, 50% i 100% odpowiadają odpowiednio 2., 5. i 10. maksimum w szeregach rozdzielczych wydzielonych maksimum)

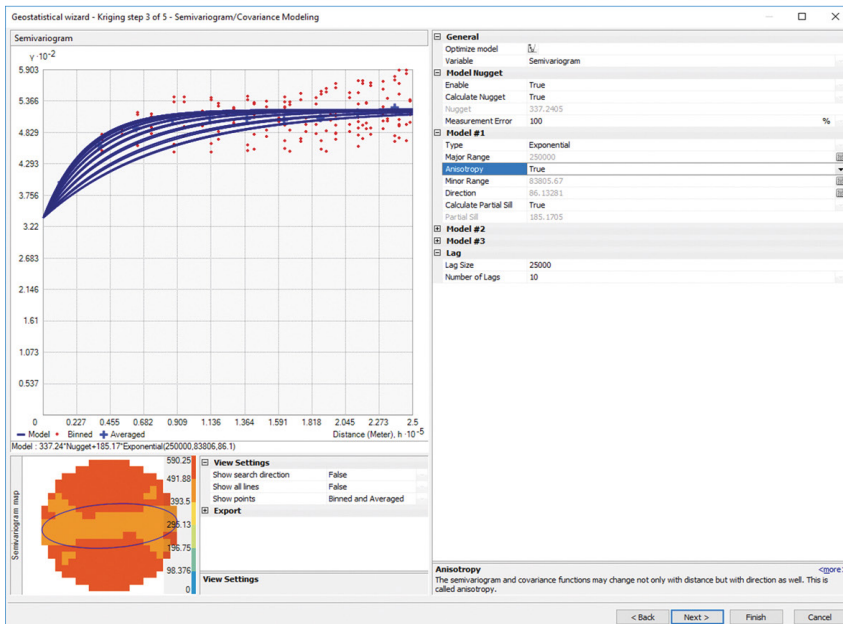
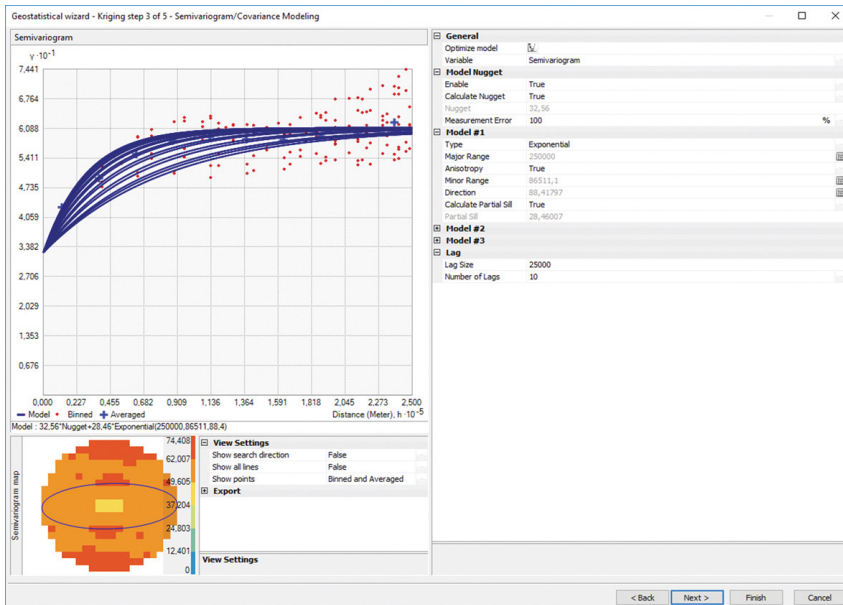
opadów maksymalnych tylko dla części analizowanych maksymalnych opadów fazowych, głównie opadów o dłuższych czasach trwania i o wyższym prawdopodobieństwie przewyższenia p , powyżej 10% i 20%. W przypadku pierwszych maksimów ($m = 1, 2, 3$), odpowiadających p równemu około 3%, 6%, 9%, struktura ich semiwariogramów empirycznych wykazywała brak domyślnie oczekiwanej relacji w postaci zwiększania się wariancji wraz z przystaniem odległości pomiędzy deszczomierzami. Obserwacja taka dla zbiorów maksimów o najbardziej ekstremalnym charakterze, w połączeniu z krótkimi czasami trwania faz, stała się przesłanką do sformułowania tezy, że jest to efektem występowania we wspomnianych zbiorach wartości lokalnie odstających, które przy niskiej liczebności zbioru (tylko sto deszczomierzy) deformują w znacznej mierze obliczane semiwariogramy empiryczne i nie pozwalają na modelowanie struktury zmienności przestrzennej opadów maksymalnych dla całej hierarchii skal czasowych. W celu weryfikacji tej tezy konieczne było przeprowadzenie dodatkowych badań z użyciem znacznie bardziej liczebnego zbioru pomiarowego wysokości opadów miarodajnych w Polsce. Za potencjalne źródło takiego zbioru uznano obrazowania radarowe pól opadowych w Polsce z systemu POLRAD.

7.3.4. Wykorzystanie danych radarowych do analizy przestrzennej maksymalnych opadów

Chcąc pokonać ograniczenia wynikające z małej liczebności zbioru pomiarowego, podjęto pionierską w skali kraju próbę rozpoznania struktur przestrzennych opadów maksymalnych w Polsce na bazie danych radarowych. Wymagało to przeprowadzenia weryfikacji skorelowania maksymalnych wysokości (natężeń) opadów miarodajnych wyznaczonych na podstawie zapisów z deszczomierzy z ich estymatami na podstawie produktów radarowych. Weryfikację tę przeprowadzono na podstawie szeregów czasowych (o rozdzielczości 10 min) sporządzonych w II etapie projektu, dla czternastu różnych produktów radarowych typu SRI – natężenie opadu (co 10 min) i PAC – suma opadu w ciągu 10 min, przetworzonych w różnych rozdzielczościach przestrzennych. Analizowano zatem wartości SRI i PAC w rozdzielczości 1 km × 1 km, 3 km × 3 km, 5 km × 5 km. W przypadku rozdzielczości pochodnych, 3 km × 3 km i 5 km × 5 km, badaniu poddano odpowiednio szeregi: średnich wartości SRI i PAC, średnich wartości (z pominięciem zerowych wartości) SRI i PAC oraz maksymalnych wartości SRI i PAC.

Dla powyższych estymat dysponowano szeregami czasowymi z wielolecia 2007–2015 dla dziewięćdziesięciu ośmiu lokalizacji pokrywających się z położeniem deszczomierzy projektu PANDa (dwa deszczomierze znajdowały się poza zasięgiem radarów systemu POLRAD). W szeregach tych wydzielono metodą POT po dziesięć maksymalnych wysokości opadów miarodajnych dla piętnastu charakterystycznych czasów trwania: 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut. Po dziesięć maksymalnych wysokości opadów miarodajnych dla tych samych czasów trwania (faz) wydzielono także dla szeregów opadowych zarejestrowanych przez deszczomierze dla tego samego wielolecia 2007–2015. Wartości maksymalnych opadów miarodajnych ustalone z danych radarowych porównano z wartościami wysokości opadów miarodajnych z deszczomierzy. Ustalono, że dla większości deszczomierzy maksymalne wysokości (natężeń) opadów miarodajnych są najbardziej zbliżone do maksymalnych wartości z produktu PAC w obszarze 5 km × 5 km (rys. 7.4).

Na bazie tych doświadczeń wydzielono maksymalne wysokości opadów miarodajnych z dostępnych obrazowań radarowych dla całego obszaru Polski, pokrytego zasięgiem systemu POLRAD w rozdzielczości



Rys. 7.5. Przykładowe semiwariogramy empiryczne dla najwyższych maksymalnych wysokości opadów fazowych (pierwsze maksimum) dla czasu 10 min (górny panel) i dla czasu 60 min (dolny panel), obliczone na podstawie maksymalnych wartości z produktu PAC w obszarze 5 km × 5 km dla regularnej siatki prostokątnej o rozdzielczości 5 na 5 km (obliczenia przeprowadzono dla zasięgu 250 km z podziałem na 10 przedziałów po 25 km; do układu punktów semiwariogramów empirycznych dobrano modele teoretyczne semiwariogramów z uwzględnieniem opcji anizotropii)

przestrzennej 5 km × 5 km. Wykorzystano do tego obrazowania radarowe z lat: 2009, 2010, 2013, 2014 i 2015 z systemu POLRAD. Maksymalne wysokości opadów miarodajnych wydzielono dla hierarchii piętnastu czasów trwania równych: 10, 20, 30, 40, 60, 90, 120, 180, 360, 720, 1080, 1440, 2160, 2880 i 4320 minut. Dla każdego z czasów wydzielono po dziesięć maksimów, stosowaną już wcześniej, metodą POT.

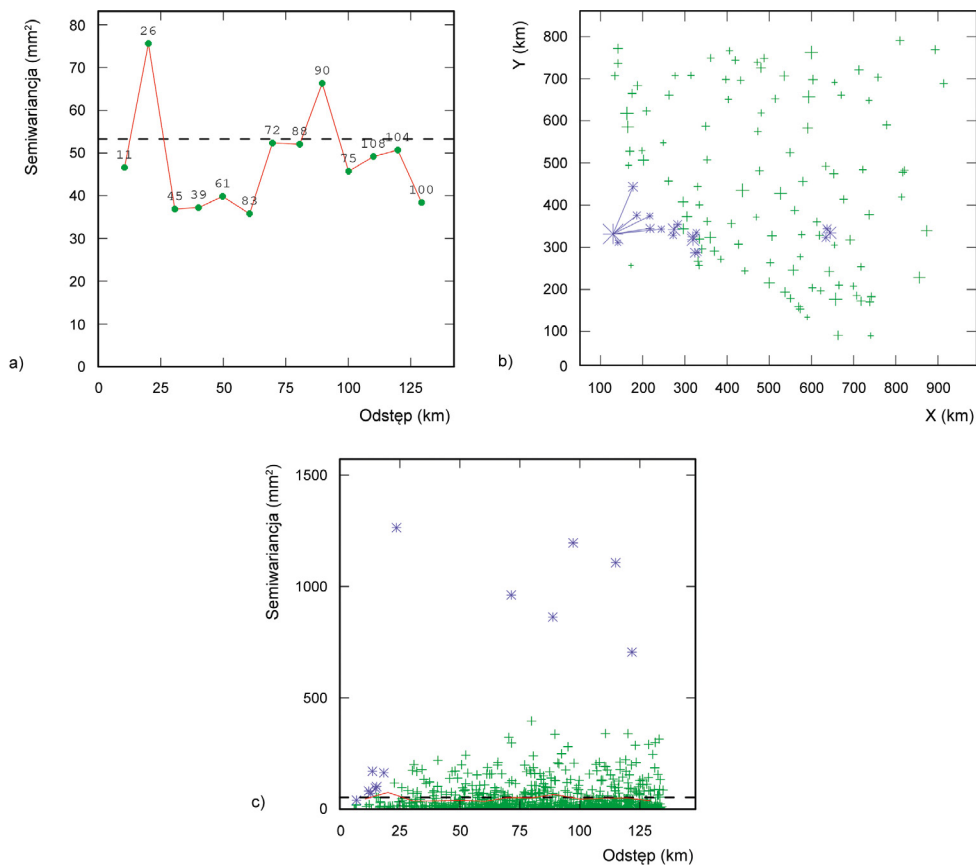
W programie ArcGIS for Desktop, z rozszerzeniem Geostatistical Analyst, przeprowadzono obliczenia i analizę stu pięćdziesięciu semiwariogramów empirycznych dla wysokości opadów miarodajnych, dla wymienionej wcześniej hierarchii piętnastu czasów trwania i dziesięciu kolejnych maksimów. Wyniki tych analiz dowiodły występowania na terenie Polski charakterystycznych struktur przestrzennego rozkładu opadów miarodajnych (dla wszystkich stu pięćdziesięciu kombinacji kolejnych maksimów i czasów trwania), które można potencjalnie modelować z użyciem metod geostatystycznych. Podjęto także próbę opisu struktur opadów miarodajnych estymowanych na podstawie maksymalnych wartości z produktu PAC w obszarze 5 km × 5 km, z wykorzystaniem semiwariogramów wykładniczych, także z uwzględnieniem ich anizotropowości, czyli autokorelacji zmiennej kierunkowo (rys. 7.5).

7.3.5. Rozszerzona analiza autokorelacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych

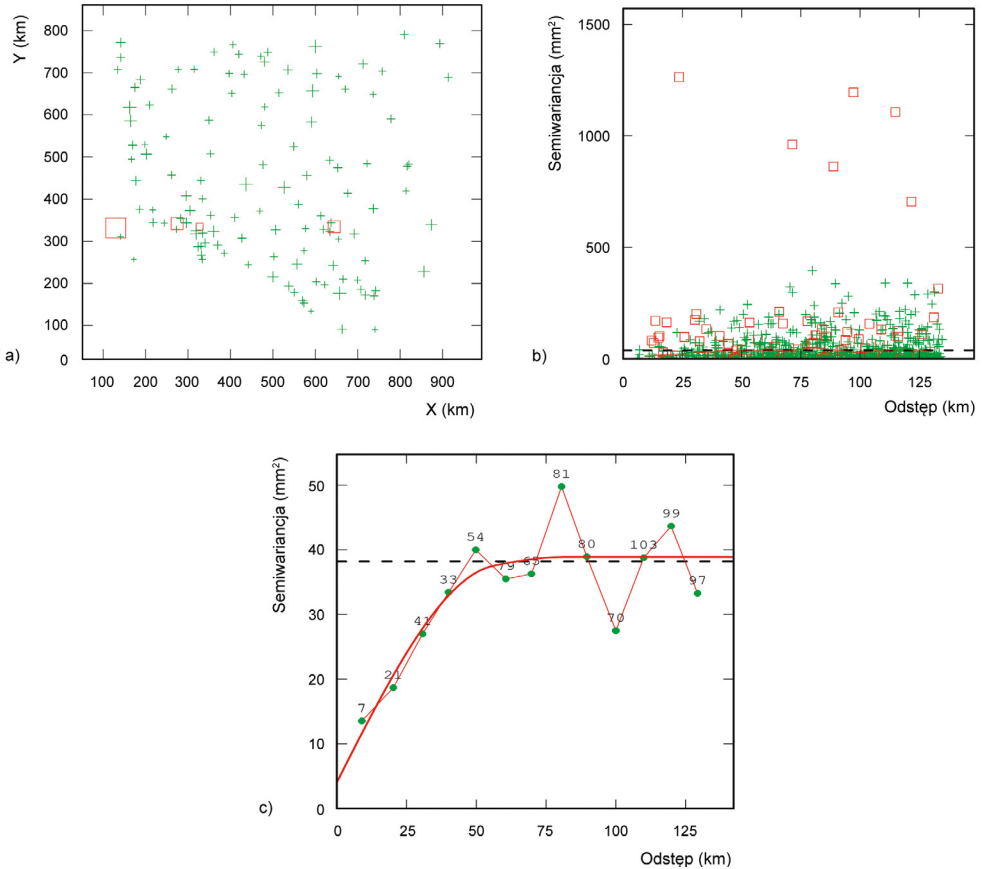
Brak dostępności do danych radarowych z pełnego okresu projektu PANDa, czyli z wielolecia 1986-2015, nie pozwolił na bezpośrednie wykorzystanie opracowanych modeli semiwariogramów radarowych do generowania map wysokości opadów miarodajnych o częstościach w zakresie od $C = 1$ rok do $C = 30$ lat. Wyniki tych badań potwierdziły możliwość opracowywania map wysokości opadów miarodajnych na obszarze Polski dla różnych czasów trwania i prawdopodobieństw występowania (częstości występowania) z zastosowaniem metod geostatystycznych.

Powrócono do modelowania struktur przestrzennych opadów miarodajnych na bazie wyników z sieci deszczomierzy projektu PANDa. Baza ta została dodatkowo rozszerzona o dane z dwudziestu pięciu deszczomierzy zagranicznych, dla których oszacowano maksymalne wysokości opadów miarodajnych na podstawie analizy szeregów opadów dobowych. Z szeregów tych wydzielono maksymalne wysokości opadów dobowych, które posłużyły do obliczenia maksymalnych wysokości opadów miarodajnych. Obliczenia te przeprowadzono stosując klasyczną metodę downscalingu zaproponowaną przez Menabdego i in. [1999], a niezbędne do tego wykładniki skalowe przyjęto za równe wartościom ustalonym dla najbliższych, sąsiednich polskich stacji projektu PANDa. Celem rozszerzenia bazy było uniknięcie sytuacji, w której dla niektórych granicznych oczek siatki interpolacyjnej nie będzie możliwe przeprowadzenie obliczeń, z uwagi na brak minimalnej liczby sąsiednich punktów pomiarowych w zadanym zasięgu ich wyszukiwania.

Zasadniczym *novum* było wdrożenie metody maskowania odstających wartości wysokości opadów w procesie obliczania semiwariogramów empirycznych. Były to wartości ekstremalne (a więc globalnie odstające od wysokości opadów w całym zbiorze pomiarowym) lub też wartości lokalnie odstające. Przez wartości lokalnie ostające rozumie się wysokości opadów, które choć nie stanowią ekstremów analizowanej próby, to wyraźnie odbiegają od wysokości opadów ustalonych dla sąsiadujących w przestrzeni deszczomierzy. Takie globalnie i lokalnie odstające wartości mogą wносить do chmury semiwariogramu skrajnie wysokie lub niskie wartości, deformując kształt uśrednionego semiwariogramu empirycznego. Przeprowadzone analizy wykazały, że do grona takich odstających stacji najczęściej zaliczały się w Polsce stacje górskie – takie jak np.: Hala



Rys. 7.6. Wizualizacja wpływu odstających stacji na wyniki obliczeń semiwariogramu empirycznego, na przykładzie zbioru pierwszych ($m = 1$) maksimum opadów fazowych o czasie trwania 10 min; semiwariogram empiryczny (niemaskowany) dla wszystkich stu dwudziestu pięciu stacji (a); wskazanie stacji, w której pierwsze maksimum opadowe miało bardzo wyraźnie charakter lokalnie odstającego, tj. Zinnwald-Georgenfeld (b); punkty z chmury semiwariogramu, które obliczone zostały dla par tworzonych przez stację Zinnwald-Georgenfeld i stacje sąsiadujące (c)



Rys. 7.7. Wizualizacja efektu maskowania odstających stacji na ostateczne wyniki obliczeń semiwariogramu empirycznego oraz na dobór docelowego semiwariogramu teoretycznego, na przykładzie zbioru jak na rysunku 7.6 – pierwsze ($m = 1$) maksimum opadów fazowych o czasie trwania 10 min; maskowanie czterech stacji, dla których wysokości maksymalnych opadów miarodajnych miały charakter lokalnie odstających (a); podświetlenie punktów chmury semiwariogramu, które obliczone zostały dla par tworzonych przez cztery stacje wskazane na panelu a) i stacje sąsiadujące (b); semiwariogram empiryczny po zamaskowaniu czterech stacji i dopasowany do niego docelowy model semiwariogramu teoretycznego, złożony z modelu nuggetowego i dwóch modeli sferycznych: S1: Nugget effect – Sill = 18,1, S2: Spherical – Range = 47617 m, Sill = 9,0, S3: Spherical – Range = 88195 m, Sill = 10,9 (c)

Gąsienicowa, Walim czy Kłodzko, a w pasie sąsiadujących stacji zagranicznych stacja Zinnwald-Georgenfeld, gdzie w czasie powodzi 13 sierpnia 2002 r. zanotowano katastrofalny opad dobowy 312 mm. Maskowanie odstających stacji okazało się być bardzo efektywnym sposobem korekty semiwariogramów empirycznych. Całą procedurę przeprowadzono w programie ISATIS [Bleinès i in. 2018], korzystając z półautomatycznego algorytmu optymalizacyjnego [Desassis, Renard 2013]. Do skorygowanych semiwariogramów empirycznych dobierano złożone modele semiwariogramów teoretycznych, składające się z kombinacji maksymalnie dwóch modeli typu: wykładniczego, sferycznego lub Gaussa, z dodatkową możliwością uwzględnienia występowania efektu samorodka (ang. *nugget*). Efektywność doboru modeli semiwariogramów teoretycznych (poziomu ich złożoności) była kontrolowana w oparciu na kryteriach *AIC* (ang. *Akaike information criterion*) i *BIC* (ang. *Bayesian information criterion*) oraz sumie kwadratów różnic pomiędzy semiwariogramem empirycznym a teoretycznym. Procedura maskowania odstających stacji jest prezentowana na przykładzie zbioru pierwszych ($m = 1$) maksimów opadów fazowych o czasie trwania 10 minut na rysunkach 7.6 i 7.7. Jak dotąd procedura maskowania odstających stacji była stosowana w Polsce tylko przy wyznaczaniu semiwariogramów maksymalnych dobowych sum opadów [Stach 2009]. W projekcie PANDa procedura ta z sukcesem została zastosowana dla całej hierarchii szesnastu skal czasowych, każdorazowo dla trzydziestu kolejnych maksimów opadowych. Łącznie w wyniku jej zastosowania opracowano czterysta osiemdziesiąt semiwariogramów teoretycznych, opisujących autokorelację przestrzenną wysokości opadów miarodajnych w Polsce.

7.3.6. Obliczanie rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych z zastosowaniem metod geostatystycznych

Eksperymenty numeryczne przeprowadzone z użyciem klasycznych metod geostatystycznych, takich jak: prosty kriging (ang. *simple kriging*) i kriging zwyczajny (ang. *ordinary kriging*), wykazały że ich stosowanie prowadzi do otrzymywania zbiorów estymacji miarodajnych wysokości opadów o znacząco mniejszym zakresie niż oryginalne dane pomiarowe. Niezależnie od analizowanych kombinacji czasów trwania (faz) i poziomów kolejnych maksimów (poziomów prawdopodobieństwa przewyższenia), kriging prowadził do bardzo wyraźnego zaniżania maksymalnych wartości i zawyżania wartości minimalnych w zbiorze wyników, w odniesieniu do bazowych zbiorów obserwacji na sieci deszczomierzy. Obserwacja ta w pełni pokrywała się z wcześniejszymi doniesieniami Stacha [2009], który na bazie analizy maksimów dobowych opadów stwierdził, że estymacje (krigingowe) generalnie zawyżają wartości mniejsze od średniej i zaniżają od niej większe, a brak dobrego odwzorowania charakterystyk zmienności cechy jest szczególnie dokuczliwy, jeśli analizuje się zmienność przestrzenną wartości ekstremalnych, a nie przeciętnych. Wada ta jest typowa dla wszystkich metod interpolacji, nie tylko geostatystycznych. Wygładzanie rozkładu cechy w trakcie krigingu jest zmienne zarówno „globalnie”, jak i „lokalnie”. Zależy ono bowiem od względnego udziału efektu samorodka w całkowitej wariancji próby (im wyższy udział efekt samorodka, tym większe wygładzanie) i lokalnie zmiennej gęstości punktów pomiarowych (mała gęstość skutkuje dużym wygładzaniem, a duża gęstość małym wygładzaniem). Alternatywę w takich sytuacjach w obszarze geostatystyki stanowią metody symulacji przestrzennej, które honorując dane pomiarowe, umożliwiają generowanie całego zbioru równie prawdopodobnych obrazów (modeli) zachowujących charakterystyki rozkładu statystycznego zbioru pomiarowego i strukturę przestrzenną zjawiska. Symulacje geostatystyczne polegają na zastosowaniu

metodyki Monte Carlo (próbki rozkładu statystycznego), ograniczonej poprzez uwzględnienie danych pomiarowych i modelu struktury przestrzennej zjawiska. Z tych przyczyn są one określane jako tzw. „symulacje warunkowe” (ang. *conditional simulation*).

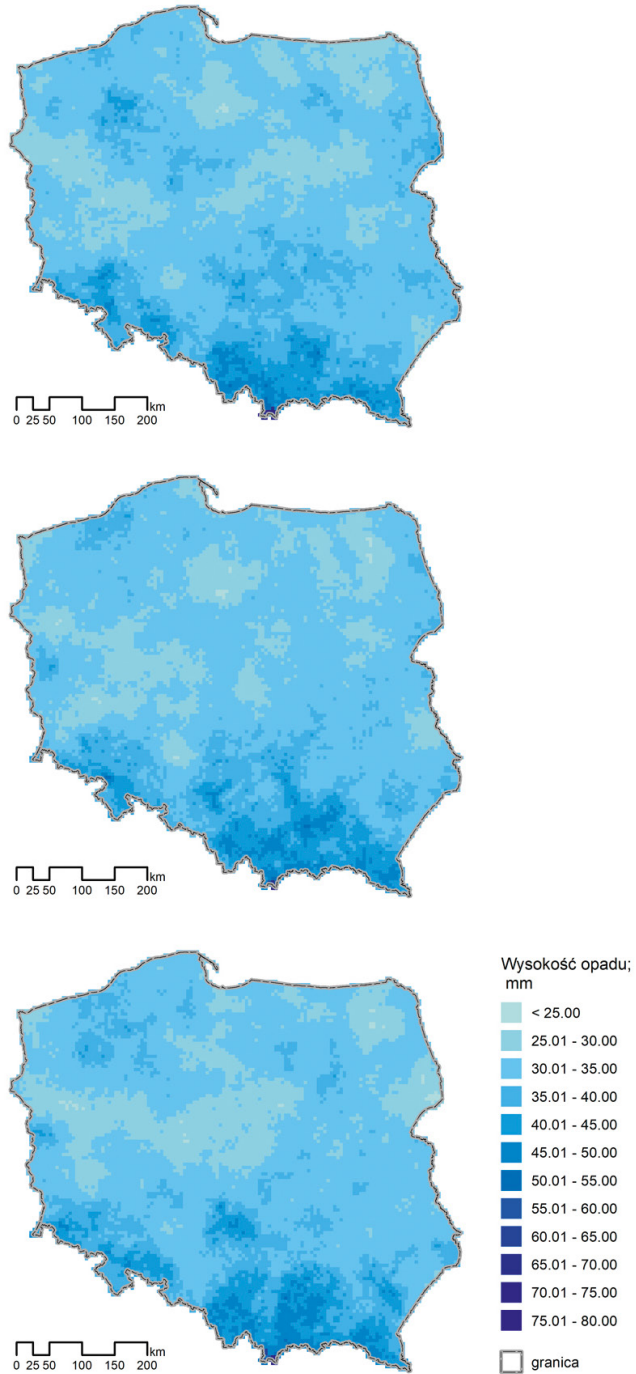
Do przeprowadzenia symulacji geostatystycznych zdecydowano się przyjąć algorytm bezpośredniej symulacji sekwencyjnej DSSIM (ang. *direct sequential simulation*). Algorytm ten został zaproponowany przez Soaresa [2001]. W niniejszym opracowaniu zastosowano jego implementację w wersji 3.0 oprogramowania Stanford Geostatistical Modeling Software [Remy i in. 2009], wykorzystującą również modyfikację oryginalnego algorytmu wykonaną przez Oz'a i in. [2003]. Oprócz DSSIM można było zastosować dwie inne, powszechnie używane, metody symulacji geostatystycznych: sekwencyjną symulację gaussowską SGSIM (ang. *sequential Gaussian simulation*) lub sekwencyjną symulację danych kodowanych SISIM (ang. *sequential indicator simulation*) [Deutsch, Journel 1997; Remy i in. 2009]. Algorytm DSSIM ma jednak w stosunku do nich szereg zalet. Nie wymaga on, jak SGSIM, dokonywania w pierwszym etapie normalizacji danych, czyli transformacji rozkładu empirycznego do standardowego rozkładu normalnego, a w ostatnim – transformacji zwrotnej do oryginalnej „przestrzeni” danych. Wszystkie obliczenia wykonywane są na nieprzekształconych w żaden sposób danych pomiarowych. Cecha ta jest właśnie w nazwie algorytmu podkreślona użyciem słowa „bezpośrednia”. Podstawowa wada SGSIM to uboczny efekt normalizacji danych, jakim jest wprowadzanie całkowitej entropii wartości ekstremalnych. W obrazach symulowanych zanika ich ciągłość (autokorelacja) przestrzenna – ich rozkład staje się losowy. Poza tym właściwość ta jest symetryczna względem mediany, co powoduje jednakową „degradację” autokorelacji przestrzennej zarówno minimum, jak i maksimum. Stanowi to poważne ograniczenie stosowalności SGSIM, gdy celem jest stworzenie modelu pola opadów [Stach 2014]. Bezpośrednia symulacja choć nie usuwa „degradacji” całkowicie, to jednak w znaczącym stopniu ją redukuje [Oz i in. 2003]. Zaletą DSSIM w stosunku do SISIM jest przede wszystkim mniejsza pracochłonność i czasochłonność obliczeń. DSSIM wykorzystuje bowiem jeden tylko model semiwariogramu dopasowany do danych empirycznych. W SISIM problemem jest konieczność czasochłonnego budowania wielu modeli semiwariogramów dla każdej przyjętej wartości progowej, a często występujące trudności w ich określeniu dla wartości bardzo niskich i bardzo wysokich, zmuszają do subiektywnych decyzji, a te z kolei rodzą wątpliwości co do optymalności uzyskanych estymacji.

Uznano za zasadne zwiększenie rozdzielczości generowania rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych na obszarze Polski, z pierwotnie zakładanej w projekcie regularnej siatki kwadratowej o jednostkowej powierzchni $71,5 \text{ km}^2$ do regularnej siatki kwadratowej o elementarnej powierzchni 25 km^2 . Zgodnie z współczesnymi rekomendacjami, wielkość oczka siatki interpolacyjnej powinna między innymi wynikać z powierzchni analizy A i liczby stacji bazowych N i spełniać zależność [Hengl 2006]:

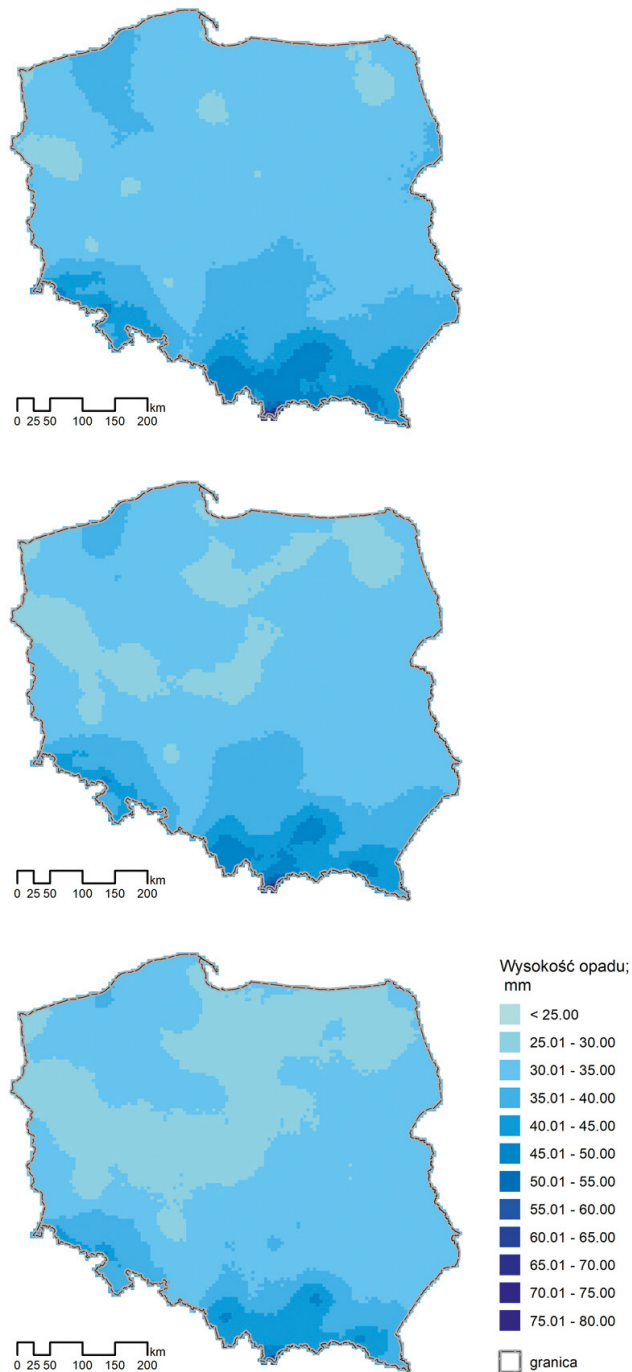
$$h_p = 0,0791 \cdot \sqrt{\frac{A}{N}} \quad (7.20)$$

Po uwzględnieniu powierzchni Polski $A = 312679 \text{ km}^2$ i $N = 100$ stacji, estymowana wartość rozmiaru h_p była bliska 5 km. Za przyjęciem wymiaru 5 km przemawiały także opisywane już wyniki w obszarze stosowania estymat radarowych, dla których maksymalne wartości z produktu PAC w obszarze $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ wykazywały najlepsze skorelowanie z maksimumi rejestrowanymi przez deszczomierze.

Algorytm symulacji warunkowych DSSIM może być stosowany z użyciem prostego kriging lub krigingu zwyczajnego. W celu wyboru lepszego algorytmu przeprowadzono krosvalidację zgodnie z procedurą

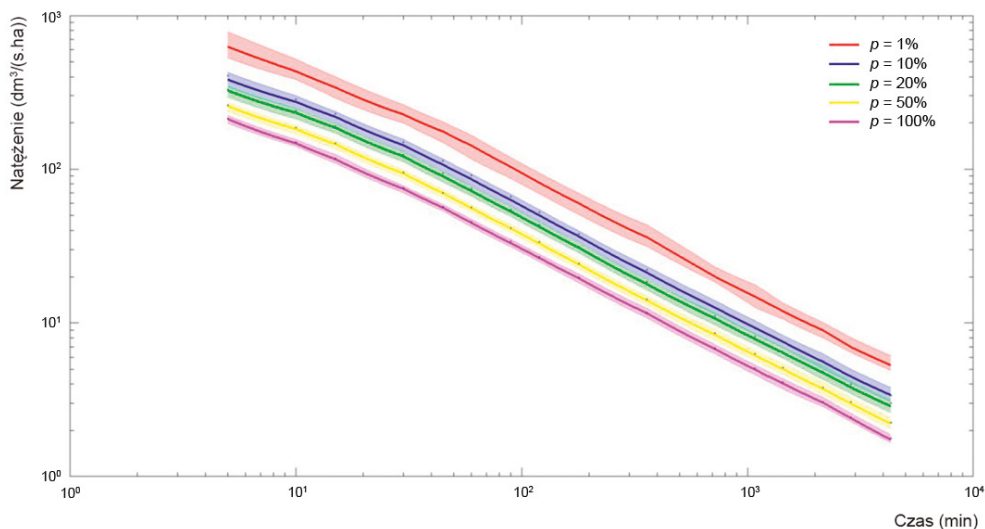


Rys. 7.8. Symulowana w siatce 5 na 5 km (trzy przykładowe realizacje) zmienność pola maksymalnych opadów miarodajnych o czasie trwania 1440 minut na poziomie 30 maksimum ($m = 30$)



Rys. 7.9. Wysokości maksymalnych opadów miarodajnych o czasie trwania 1440 minut na poziomie 30 maksimum ($m = 30$), estymowane na podstawie zbioru stu symulacji: wartości kwartyła górnego (Q_3) – górny panel, średniej oczekiwanej (EM – E-type Mean) – środkowy panel i kwartyła dolnego (Q_1) – dolny panel

LOO (ang. *leave-one-out cross-validation*). W procedurze tej model symulacyjny był zbudowany z dostępnych obserwacji dla stu deszczomierzy z Polski i dwudziestu pięciu deszczomierzy z sąsiednich państw. Następnie usuwano kolejno obserwacje dla pierwszego ze stu polskich deszczomierzy i używano modelu do wykonania estymacji w jego miejscu. W ten sposób dysponowano kompletem zarówno rzeczywistych, jak i estymowanych symulacji wysokości opadów miarodajnych. Wysokości opadów miarodajnych w oczku siatki, odpowiadającym lokalizacji usuwanej stacji, obliczano jako wartość średniej oczekiwanej ze stu kolejnych symulacji, bazujących na stu dwudziestu czterech stacjach (dziewięćdziesięciu dziewięciu polskich i dwudziestu pięciu zagranicznych) i opracowanych semiwariogramach (po procesie maskowania). Operację tę przeprowadzano dla każdej ze stu polskich stacji dla szesnastu czasów trwania od 5 do 4320 minut i trzydziestu częstości występowania w zakresie od $C = 1$ rok do $C = 30$ lat. Zatem proces krosvalidacji procedurą LOO dla każdego z typów kriginu (zwyčajnego i prostego) wymagał przeprowadzenie po 4800000 osobnych symulacji. Proces ten częściowo zautomatyzowano dzięki przygotowaniu odpowiednich skryptów w języku Phytion, sterujących działaniem programu SGeMS [Remy i in. 2009]. W wyniku porównania symulowanych wysokości opadów miarodajnych i ich wartości wyznaczonych z pomiarów dla czterystu osiemdziesięciu kombinacji szesnastu czasów trwania (faz) i trzydziestu poziomów maksimum (częstości) opadów, wyznaczono wartości procentowego średniego błędu bezwzględnego MAPE (ang. *mean absolute percentage error*). Wartości MAPE w przypadku prostego kriginu wahały się od 6,5% do 24,8%, a ich średnia wartość wynosiła 9,9%. W przypadku zwyčajnego kriginu MAPE wahał się od 6,4% do 27,2%,



Rys. 7.10. Natężenia opadów miarodajnych dla wybranych prawdopodobieństw p , równych 1%, 10%, 20%, 50% i 100%, dla czasów trwania od 5 minut do 3 dób (4320 min), estymowane na podstawie modelu probabilistycznego opartego na uogólnionym rozkładzie Pareto, dla przykładowego piksela atlasu PANDa; zakresy ufności prezentowanych natężeń opadów miarodajnych wyznaczono na podstawie uogólnionych rozkładów Pareto dopasowanych do kwartyli górnych (Q_3) i dolnych (Q_1), dla zbiorów wyników symulacji geostatystycznych opadów miarodajnych

a jego średnia wartość wynosiła 10,0%. Nieco niższe błędy w przypadku prostego krigingu zdecydowały o jego zastosowaniu w docelowych symulacjach maksymalnych opadów miarodajnych.

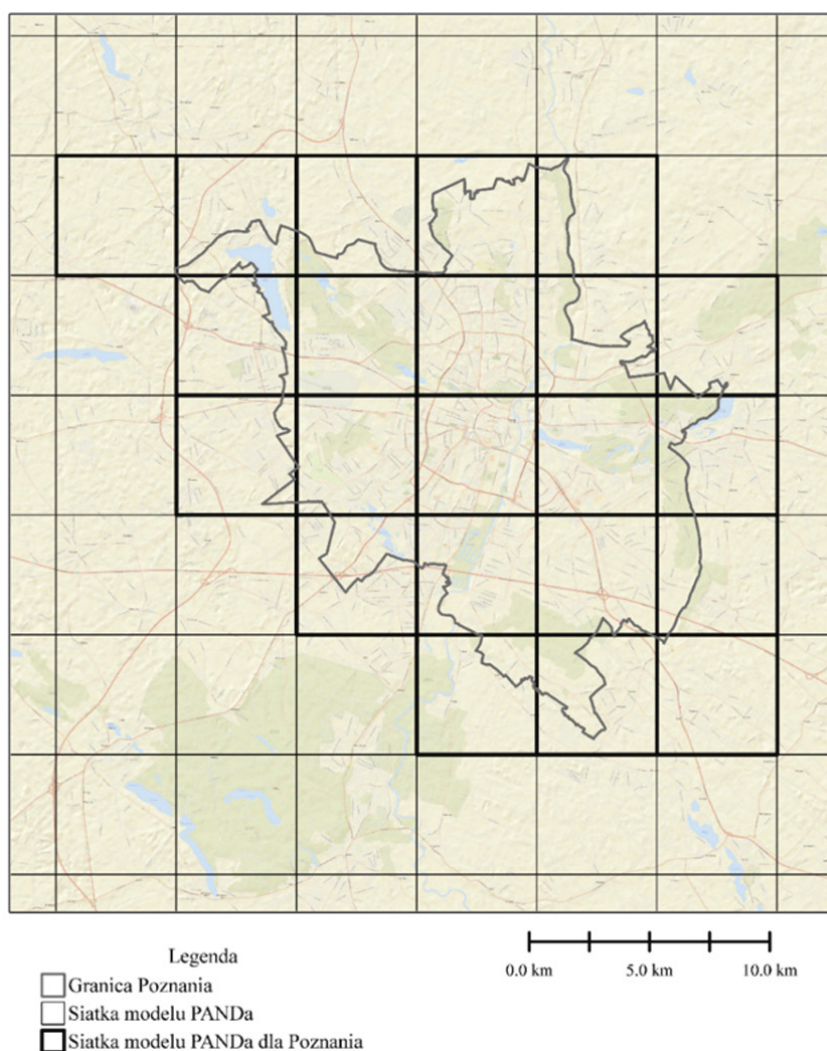
Ostatecznie geostatystyczne symulacje warunkowe rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych na obszarze Polski, w rozdzielczości siatki 5 km na 5 km, przeprowadzono bazując na wcześniej opracowanych czterystu osiemdziesięciu semiwariogramach i pełnym zbiorze stu dwudziestu pięciu deszczomierzy. Przeprowadzono łącznie 48 tys. symulacji, czyli po sto dla każdej z kombinacji szesnastu czasów trwania i trzydziestu częstości (prawdopodobieństw) występowania opadów maksymalnych. Dla każdej z kombinacji czasów trwania i częstości przeprowadzono przetwarzanie końcowe (ang. *postprocessing*) wyników zbiorów stu symulacji. Obliczano wartości średniej oczekiwanej EM (ang. *E-type mean*), kwartyla dolnego (Q_1) i kwartyla górnego (Q_3). Wartości EM traktowano jako oszacowanie wysokości opadów miarodajnych, a wartości kwartyli za granice przedziałów ufności estymowanych wartości wysokości opadów miarodajnych. Przykładowe wyniki symulacji i ich końcowego przetwarzania są prezentowane na rysunkach 7.8 i 7.9. Przeprowadzono także porównanie wartości estymowanych w oczkach siatki interpolacyjnej przypisanych stu deszczomierzom z wartościami maksymalnych opadów miarodajnych wyznaczonymi z pomiarów. Wartości MAPE były niskie i wahały się od 0,5% do 11,6%, a ich średnia wartość wynosiła 1,7%.

Ostatnim etapem prac było dopasowanie parametrów uogólnionych rozkładów Pareto dla szesnastu charakterystycznych czasów od 5 do 4320 minut. Parametry te wyznaczano trzykrotnie dla każdego z 12885 pikseli, o wymiarze 5 km na 5 km, pokrywających cały obszar Polski, osobno dla 30-elementowych szeregów wartości EM , Q_1 i Q_3 . W efekcie dla dowolnej lokalizacji w Polsce można na podstawie dobranych rozkładów obliczyć wysokości (natężenia) deszczów miarodajnych o dowolnym czasie w zakresie od 5 do 4320 minut i dla dowolnego poziomu prawdopodobieństwa przewyższenia p w zakresie od 1% do 100% wraz z granicami przedziałów ich ufności (rys. 7.10). Warto przy tym podkreślić, że dzięki zastosowaniu symulacji geostatystycznych stało się możliwe wprowadzenie nowatorskiego elementu w postaci przedziałów ufności. Analogiczne rozwiązanie jest implementowane w rozwijanym aktualnie w USA atlasie opadowym NOAA [Perica i in. 2018], niemniej w Polsce ma ono charakter pionierski. Jak dotąd modele opadowe w Polsce były tworzone dla pojedynczych deszczomierzy, co przy małej liczbie analizowanych stacji i wykorzystaniu prostych narzędzi analiz przestrzennych nie pozwalało na zaproponowanie i wdrożenie w praktykę miar ufności opracowywanych modeli, z uwagi na lokalne zróżnicowanie warunków opadowych na obszarze np. pojedynczego miasta.

7.3.7. Wdrożenie atlasu opadowego PANDa do praktyki inżynierskiej

Praktycznym efektem projektu PANDa jest pierwszy w Polsce cyfrowy atlas opadów maksymalnych. Wartości natężeń deszczów miarodajnych mogą być z niego pozyskiwane do celów komercyjnych ze specjalnego portalu dla projektantów, dostępnego w Internecie po adresem: <https://portal.atlaspanda.pl/login>. Z funkcjonalnością portalu można zapoznać się pod adresem <https://poznan.atlaspanda.pl/> (login: demo@atlaspanda.pl, hasło: DemoRetencja!) na przykładzie fragmentu atlasu PANDa dla obszaru miasta Poznania (rys. 7.11). Warto zauważyć, że przy przyjętej rozdzielczości przestrzennej atlasu PANDa, w przypadku dużych miast można spodziewać się zróżnicowania odczytów natężeń deszczów miarodajnych w różnych jego częściach.

Atlas PANDa obejmuje swoim zasięgiem cały kraj i jest w pełni dostosowany do wymogów praktyki projektowania i modelowania systemów odwodnienia. Odczytywane dla dowolnej lokalizacji wartości natężeń maksymalnych opadów, dla zadanych czasów trwania od 5 do 4320 minut i dla prawdopodobieństw od $p = 1\%$ do 100% , nie są determinowane przez rejestracje z pojedynczego, najbliższego deszczomierza, ale są efektem modelowania przestrzennych rozkładów opadów występujących w obszarze kilku pobliskich stacji opadowych, z uwzględnieniem niepewności z uwagi na małoskalową zmienność opadów. Zakłada się, że wdrożenie atlasu PANDa do praktyki projektowania, modelowania i eksploatacji systemów odwodnienia pozwoli na urealnienie przyjmowanych do obliczeń natężeń deszczów miarodajnych i przez to podniesie bezpieczeństwo funkcjonowania tej infrastruktury. Kontynuacja projektu w przyszłości może także dać podstawę do realnej oceny trendów zmian w wartościach natężeń deszczów miarodajnych w wyniku następujących w różnych częściach Polski zmian klimatycznych.



Rys. 7.11. Obszar miasta Poznania na tle siatki interpolacyjnej atlasu PANDa

Bibliografia

- Atlas hydrologiczny Polski, 1987, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa
- Abteilung Hydrometeorologie, 2017, REGNIE (REGionalisierte NIEederschläge): Verfahrensbeschreibung & Nutzeranleitung. Interner Bericht im DWD, Offenbach
- Bartels H., 1997, Starkniederschlagshöhen für Deutschland. KOSTRA, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Bleines C., Bourges M., Deraisme J., Geffroy F., Jeannée N., Lemarchand O., Perseval S., Rambert F., Renard D., Touffait Y., Wagner L., 2018, ISATIS 2018, Technical references. Geovariances, Avon Cedex, France
- Błaszcyk W., 1954, Spływy deszczowe w sieci kanalizacyjnej (wytyczne do normatywu), Gaz, Woda i Technika Sanitarna, 9, 262-271
- Bogdanowicz E., Stachý J., 1998, Maksymalne opady deszczu w Polsce – charakterystyki projektowe, Materiały Badawcze IMGW. Seria Hydrologia i Oceanologia, 23, 85 s.
- Burn D.H., 1990, Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach, Water Resources Research, 26 (10), 2257-2265
- Cebulak E., Farat R., Kaczorowska R., Niedźwiedz T., Plenzler W., 1987, Opady atmosferyczne. Maksymalne sumy opadów ulewnych, [w:] Atlas hydrologiczny Polski, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa
- Chomicz K., 1951, Ulewy i deszcze nawalne w Polsce, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 3, 5-88
- Cressie N.A.C., 1991, Statistics for spatial data, John Wiley and Sons, Inc., New York, 900 s.
- Daly C., Neilson R.P., Phillips D.L., 1994, A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain, Journal of Applied Meteorology, 33, 140-158, DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<0140:ASTMFM>2.0.CO;2
- Deutsch C.V., Journel A.G., 1997, GSLIB: Geostatistical software library and user's guide, second edition, Oxford University Press, New York Oxford, 369 s.
- Desassis N., Renard D., 2013, Automatic variogram modeling by iterative least squares: univariate and multivariate cases, Mathematical Geosciences, 45, 453-470, DOI: 10.1007/s11004-012-9434-1
- Dębski K., 1959, Hydrologia kontynentalna. Część II: Fizyka wody, opady atmosferyczne i parowanie, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa, 546 s.
- Edel R., 2017, Odwodnienie dróg, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 412 s.
- Frederick R.H., Myers V.A., Auciello E.P., 1977, Five- to 60-minute precipitation frequency for the Eastern and Central United States, NOAA technical memorandum NWS HYDRO-35, National Weather Service, Silver Spring, MD, dostępne online https://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/PF_documents/TechnicalMemo_HYDRO35.pdf (19.02.2020)
- Hengl T., 2006, Finding the right pixel size, Computers and Geosciences, 32 (9), 1283-1298, DOI: 10.1016/j.cageo.2005.11.008
- Hershfield D.M., 1961, Rainfall Frequency Atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years., Technical paper no. 40, U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, D.C., dostępne online https://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/PF_documents/TechnicalPaper_No40.pdf (19.02.2020)

- Hosking J.R.M., Wallis J.R., 1997, Regional frequency analysis, an approach based on L-Moments, Cambridge University Press, 242 s.
- Isaaks E.H., Srivastava R.M., 1989, Applied geostatistics, Oxford University Press, New York, 561 s.
- Kitanidis P.K., 1997, Introduction to geostatistics: applications to hydrogeology, Cambridge University Press, Cambridge, 250 s.
- Kotowski A., 2011, Metodyczne podstawy formułowania modeli opadów miarodajnych do wymiarowania kanalizacji, *Przegląd Geofizyczny*, 56 (1-2), 45-67
- Kotowski A., 2015, Podstawy bezpiecznego wymiarowania odwodnień terenów. Tom I. Sieci kanalizacyjne, Wydawnictwo Seidel-Przywecki Sp. z o.o., Warszawa, 399 s.
- Kotowski A., Kaźmierczak B., Dancewicz A., 2010, Modelowanie opadów do wymiarowania kanalizacji, *Studia z Zakresu Inżynierii*, 68, 128 s.
- Lambor J., 1953, Maksymalne natężenie deszczów o określonym prawdopodobieństwie pojawiania się na terytorium Polski, *Acta Geophysica Polonica*, 1 (3-4)
- Langbein W.B., 1949, Annual floods and the partial-duration flood series, *Transactions American Geophysical Union*, 30 (6), 879-881, DOI: 10.1029/TR030i006p00879
- Licznar P., 2009, Generatory syntetycznych szeregów opadowych do modelowania sieci kanalizacji deszczowych i ogólnospławnych, *Monografie*, 77, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław, 179 s.
- Licznar P., 2018, Analiza opadów atmosferycznych na potrzeby projektowania systemów odwodnienia, *Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN*, 137, 197 s.
- Licznar P., Siekanowicz-Grochowina K., Oktawiec M., Kotowski A., Burszta-Adamiak E., 2018a, Empiryczna weryfikacja formuły Błaszczyka do obliczania wartości natężenia deszczu miarodajnego, *Ochrona Środowiska*, 40 (2), 17-22
- Licznar P., Burszta-Adamiak E., Kotowski A., Siekanowicz-Grochowina K., Oktawiec M., 2018b, Empiryczna weryfikacja modelu Bogdanowicz-Stachý do obliczania wartości natężenia deszczu miarodajnego, *Ochrona Środowiska*, 40 (3), 21-28
- Malitz G., Ertel H., 2015, KOSTRA-DWD-2010 – Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugszeitraum 1951 bis 2010) – Abschlussbericht, Offenbach am Main
- Menabde M., Seed A., Pegram G., 1999, A simple scaling model for extreme rainfall, *Water Resources Research*, 35 (1), 335-339
- Miller J.F., 1964, Two- to ten-day precipitation for return periods of 2 to 100 years in the contiguous United States, Technical paper no. 49, U.S. Weather Bureau, Washington D.C., dostępne online https://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/PF_documents/TechnicalPaper_No49.pdf (19.02.2020)
- Namysłowska-Wilczyńska B., 2006, Geostatystyka. Teoria i zastosowania, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 356 s.
- Oz B., Deutsch C.V., Thomas T.T., Xie Y., 2003, DSSIM-HR: A FORTRAN 90 program for direct sequential simulation with histogram reproduction, *Computers & Geosciences*, 29 (1), 39-51, DOI: 10.1016/S0098-3004(02)00071-7
- Perica S., Pavlovic S., Laurent M.St., Trypaluk C., Unruh D., Wilhite O., 2018, NOAA Atlas 14. Precipitation-frequency atlas of the United States, Volume 11, Version 2.0: Texas, dostępne online https://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/PF_documents/Atlas14_Volume11.pdf (19.02.2020)

- Rauthe M., Steiner H., Riediger U., Mazurkiewicz A., Gratzki A., 2013, A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS), *Meteorologische Zeitschrift*, 22 (3), 235-256, DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0436
- Reinhold F., 1940, Regenspenden in Deutschland, *Archiv für Wasserwirtschaft*, 56
- Remy N., Boucher A., Wu J., 2009, *Applied geostatistics with SGeMS. A user's guide*. Cambridge University Press, Cambridge, 264 s.
- Rybczyński M., Pomianowski K., Wóycicki K., 1933, *Hydrologia. Część I. Opad-odpływ*, Komisja Wydawnicza Towarzystwa Bratniej Pomocy Studentów Politechniki Warszawskiej, Warszawa, 239 s.
- Soares A., 2001, Direct sequential simulation and cosimulation, *Mathematical Geology*, 33 (8), 911-926, DOI: 10.1023/A:1012246006212
- Stach A., 2009, *Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-1980*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 324 s.
- Stach A., 2014, Wysokorozdzielcza probabilistyczna ocena energii kinetycznej maksymalnych opadów dobowych na terenie Polski, *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, XX, 67-77
- Suligowski R., 2004, *Struktura czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Polsce. Próba regionalizacji*, *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 12, 110 s.
- Talbot A.N., 1892, Rates of maximum rainfall, *Technograph*, 6, 103-117
- Trupl J., 1958, *Intensyty krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy, Práce a studie Výzkumného ústavu vodohospodářského v Praze-Podbabě, Praha-Podbaba*
- Trupl J., 1959, *Závislost intensit krátkodobých dešťů na výskytu bouřek. Výzkum ústav vodohospodářský, Práce a studie Výzkumného ústavu vodohospodářského v Praze-Podbabě, Praha-Podbaba*, 47 s.
- Wackernagel H., 1998, *Multivariate geostatistics – an introduction with applications*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 293 s.
- Węglarczyk S., 2014, *Opad miarodajny, przeszłość i terażniejszość, teoria i praktyka*, *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, XX (2), 43-56
- WMO, 2017, *WMO Guidelines on the calculation of climate normal*, WMO-No. 1203, World Meteorological Organization, Geneva, 18 s.
- Zawadzki J., 2011, *Metody geostatystyczne dla kierunków przyrodniczych i technicznych*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa, 132 s.

8. PODSUMOWANIE

Paweł Licznar / Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Wrocławska

Janusz Zaleski / Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

Autorzy najnowszego, opublikowanego w 2019 r., raportu IPCC¹ podkreślają, że w ostatnich dziesięcioleciach udokumentowano dużą liczbę zdarzeń ekstremalnych opadów deszczu. Obserwowany trend zmian rozkładów opadów ekstremalnych jest wyraźniejszy niż w przypadku średniorocznych sum opadów, a procent obszarów lądów narażonych na bardziej intensywne opady jest większy od oczekiwanego z uwagi na wewnętrzną zmienność procesów opadowych. W wyniku globalnego ocieplenia liczba rekordowych zdarzeń opadowych wzrosła znacząco, bo aż o 12% w wieloletnim okresie 1981-2010 w porównaniu do wartości oczekiwanych z uwagi na naturalną wielodekadową zmienność klimatu.

Nasilenie ekstremalnych zdarzeń opadowych jest powiązane z ludzką aktywnością. W największym stopniu wpływ czynnika antropogenicznego ujawnia się w przypadku najbardziej rzadkich i najbardziej ekstremalnych zdarzeń opadowych. Prognozy dotyczące najbliższej przyszłości są niepokojące, bo oczekuje się, że ocieplający się klimat spowoduje intensyfikację cyklu hydrologicznego. Ciepleszy klimat oznacza większą zawartość pary wodnej w atmosferze, z dalszymi konsekwencjami w postaci ekstremalnych zdarzeń opadowych w skali regionalnej. Jest bardzo prawdopodobne, że kontynuacja ocieplenia antropogenicznego jeszcze bardziej zwiększy częstotliwość i natężenie opadów ekstremalnych w wielu regionach świata. Niestety skali tego zjawiska nie potrafimy precyzyjnie prognozować. Wpływ ocieplenia na ekstremalne opady konwekcyjne pozostaje niepewny, ponieważ globalne modele klimatyczne GCMs (ang. *global climate models*) i regionalne modele klimatyczne RCMs (ang. *regional climate models*) nie są w stanie jawnie symulować procesów małoskalowych (mniejszych od wymiarów siatek obliczeniowych), takich jak konwekcja, cykl hydrologiczny i strumienie powierzchniowe.

Zachodzące aktualnie i prognozowane na najbliższe dekady zmiany częstości i intensywności opadów, przekładają się na konkretne wyzwania, zwłaszcza na obszarach zurbanizowanych, na których żyje coraz większy odsetek ludności świata. Zgodnie z ustaleniami wspomnianego raportu IPCC, z dużą dozą pewności można stwierdzić, że urbanizacja prowadzi do podniesienia średniej rocznej temperatury na powierzchni ziemi w miastach i na terenach przyległych na poziomie od 0,19 do 2,60°C. Przykłady wielu miast dowodzą, że z tym efektem urbanizacji powiązany jest też wzrost opadów, zwłaszcza opadów ekstremalnych. Nie może zatem dziwić, że w raporcie IPCC stwierdza się z wysoką dozą pewności przyrost częstości i intensywności zjawisk, takich jak powodzie błyskawiczne (ang. *flash floods*).

Wymienione wcześniej globalne zagrożenia znajdują swoje praktyczne odzwierciedlenie w skali naszego kraju. Niekorzystne zmiany w częstości i intensywności opadów ekstremalnych są potęgowane w przypadku wielu, zwłaszcza największych, miast w Polsce poprzez wzrost uszczelnienia ich centrów połączony z dodatkowym procesem eksurbanizacji (ang. *urban sprawl*). W warunkach przyrastających powierzchni zlewni spływu i przy blisko całkowitej utracie naturalnej retencji, zwiększenie maksymalnych natężeń opadów przekłada się na znaczący wzrost maksymalnych strumieni odpływu i przeciążenie istniejących systemów odwodnienia. Efektem superpozycji omawianych procesów jest zwiększenie się częstości i zasięgu powodzi miejskich, połączone z rosnącym zagrożeniem życia i zdrowia mieszkańców oraz szkodami w majątku.

¹ https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/08/4-SPM_Approved_Microsite_FINAL.pdf

Sytuacja ta determinuje całkiem nowe wyzwania inżynierskie w zakresie projektowania i eksploatacji systemów odwodnienia. Te ostatnie stają się nieodzownym elementem infrastruktury krytycznej miast oraz łączących je drogowych i kolejowych połączeń, czy też obsługujących ich lotnisk. Zmieniają się także oczekiwania społeczne w odniesieniu do funkcjonowania samych systemów odwodnienia. Systemy te nie mają być już tylko niezawodne w rozumieniu zbierania i odprowadzania wód opadowych (ang. *collect and drain*), ale mają też zapewnić możliwość retencjonowania, a nawet długookresowego magazynowania wód opadowych z myślą ich wykorzystania jako dodatkowego zasobu w coraz częściej występujących i przedłużających się okresach suszy.

Ostatnie dziesięciolecie nie przynosi jedynie nowych wyzwań w zakresie projektowania i eksploatacji systemów odwodnienia, ale także dostarcza nowych narzędzi, z użyciem których można im sprostać. Od końca lat 80. zeszłego stulecia warsztat projektowania i eksploatacji systemów odwodnienia staje się w coraz większym stopniu cyfrowy. Powszechne jest już korzystanie z baz GIS, a projektowanie sieci może być efektywnie zautomatyzowane i co ważniejsze połączone z ich modelowaniem hydrodynamicznym. W ostatniej dekadzie możliwe stało się nawet tworzenie modeli zintegrowanych, łączących symulacje spływów powierzchniowych z symulacjami przepływów w sieci kanałów podziemnych oraz w lokalnych odbornikach wód opadowych. Stosowanie tak specjalistycznych narzędzi wymaga jednak dysponowania wiarygodną, miarodajną informacją o maksymalnych natężeniach deszczów. Także w tym obszarze ostatnie dziesięciolecie przyniosły nowe rozwiązania, które pozwalają nie tylko efektywniej prowadzić obserwacje opadów, ale w sposób znacznie bardziej zaawansowany przetwarzać ich wyniki. Od początku tego stulecia standardem zaczęły być elektroniczne deszczomierze, a rozwój technik digitalizacyjnych pozwala na cyfryzację wcześniejszych analogowych zapisów opadów.

Pojawiają się także alternatywne źródła informacji o opadach, takie jak obrazowania radarowe, czy też dane o warunkach do ich występowania w postaci internetowych baz synoptycznych. Cyfrowe szeregi rejestracji opadów pozwalają na szybsze i bardziej efektywne wyszukiwanie maksymalnych opadów dla zadanych czasów trwania. Co ważne, strukturę wspomnianych szeregów opadowych można weryfikować z użyciem metod analiz fraktalnych i multifraktalnych, a same wysokości opadów ekstremalnych mogą być sprawdzane z pomocą niezależnych źródeł. Dzięki dostępności aplikacji komputerowych wspomagających dopasowanie teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa, możliwe jest opracowanie probabilistycznych modeli opadowych spełniających współczesne wymogi hydrologii miejskiej. Niezbędnym dopełnieniem tych nowych technologii i rozwiązań w kontekście zdobywania wiedzy o dyskretnie (punktowo) występujących maksymalnych, ekstremalnych opadach, jest potencjał wynikający z rozwoju geostatystyki. Wdrożenie zaawansowanego warsztatu opisu zmienności przestrzennej maksymalnych opadów i zaproponowanych w ostatnich dekadach nowych algorytmów symulacji geostatystycznych, pozwala na transformację z poziomu zbioru dyskretnych punktowych modeli opadowych do pełnego zbioru informacji o wysokościach opadów miarodajnych na danym obszarze w postaci atlasu opadowego. Co ważne atlas ten może być powszechnie udostępniany w postaci cyfrowej.

Odpowiedzią na potrzebę dysponowania aktualną i wiarygodną informacją o natężeniach deszczów miarodajnych jest opracowany w Niemczech atlas opadowy KOSTRA. Pomimo pewnych niedoskonałości jest on rekomendowany w wytycznych technicznych i wykorzystywany przy projektowaniu i modelowaniu pracy systemów odwodnienia. Skala jego stosowania jest bardzo różna, począwszy od skomplikowanych

projektów koncepcyjnych dla dużych obszarów, a kończąc na prostych analizach służących odtworzeniu utraconej retencji pojedynczych posesji. W miastach takich jak np. Berlin, w przypadku wielu nowych inwestycji wymaga się zretencjonowania na działce objętości wody odpowiadającej nawet 100-letniemu opadowi odczytywanemu z atlasu. Przez blisko trzy dekady atlas KOSTRA stała się czymś więcej niż katalogiem wartości, udostępnianych już także cyfrowo. Współcześnie to nie tylko standard inżynierski, ale co może równie ważne, źródło informacji o zmianach klimatu na obszarze Niemiec. Dzięki cyklicznej aktualizacji atlasu można nie tylko mieć dostęp do wartości uwzględniających zmieniające się ekstrema klimatyczne, ale także śledzić ich trendy w różnych częściach kraju.

Świadomość zmian klimatycznych wpływających bezpośrednio na ekstremalne opady, w połączeniu z nowym potencjałem wynikającym z cyfryzacji i postępu w obszarze statystyki i geostatystyki oraz zachęcający przykład wdrożenia atlasu opadowego KOSTRA do praktyki inżynierskiej, były impulsami, które skłoniły firmę Retencjapl Sp. z o.o. do podjęcia we współpracy z IMGW-PIB prac badawczo-rozwojowych w celu opracowania Polskiego Atlasu Natężeń Deszczów (PANDa). Realizacja projektu PANDa była możliwa dzięki dofinansowaniu przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBiR) – POIR.01.01.01-00-1428/15 (okres 2016-2020). Powstała cyfrowa platforma z natężeniami deszczów miarodajnych dla dowolnych lokalizacji w Polsce, a projekt przyniósł także efekty w postaci poszerzenia krajowej wiedzy o ekstremach opadowych i stał się poligonem testowania i doskonalenia metod przetwarzania danych opadowych w kontekście modelowania ich zmienności w czasie i w przestrzeni.

Przeprowadzone badania, mające na celu wyszukanie maksymalnych fazowych opadów miarodajnych, a następnie opracowanie fizykalnych i probabilistycznych modeli opadowych dla sieci stu deszczomierzy w Polsce, dowiodły zasadności nakładów poniesionych na opracowanie cyfrowej bazy szeregów opadowych o wysokiej rozdzielczości czasowej. Dzięki cyfrowemu formatowi danych, udostępnianych poprzez internetową bazę danych RainBrain, proces wyszukiwania maksymalnych fazowych opadów miarodajnych, metodami AMS i POT, mógł zostać przeprowadzony w sposób szybki i elastyczny przez zespół badawczy pracujący w różnych częściach kraju, pomimo konieczności przeanalizowania materiału obserwacyjnego z 3000 stacjo-lat. Niezależnie od tego, bardzo istotną okazała się być weryfikacja wydzielanych maksimów fazowych opadów. W projekcie wypracowano nowatorską metodykę ich weryfikacji o charakterze ilościowo-jakościowym, wykorzystującą trzy niezależne źródła danych o samych opadach, względnie opisujących warunki do ich wystąpienia. Źródłami tymi były rejestracje opadów dobowych, przetworzone dane radarowe oraz zapisy synoptyczne. Zgodnie z wiedzą autorów, tego typu weryfikacja nie towarzyszyła w Polsce wcześniejszym analizom maksimów opadowych; nie była też stosowana przy opracowaniu zagranicznych modeli opadowych.

Studia nad rekordami opadowymi, czyli absolutnie najwyższymi wartościami maksimów opadowych dla czasów trwania od 5 do 4320 minut, zgromadzonymi w zbiorczej bazie projektu PANDa, dowiodły konieczności korekty dotychczasowych formuł do wyznaczania wartości punktowego maksymalnego wiarygodnego opadu PMP oraz stosunku opadu maksymalnego do opadu normalnego P_D/P_y w Polsce, w przypadku ekstremów opadowych dla krótkich czasów trwania w zakresie od 5 do 360 minut. Zestawiając te wyniki z wcześniejszymi analizami innych badaczy, przeprowadzonymi głównie na podstawie rekordów opadowych dla dłuższych czasów trwania, można domniemywać, że zależności o charakterze skalowym pomiędzy rekordami opadowymi P_D , względnie ilorazami P_D/P_y , a czasami trwania D mogą nie mieć

charakteru uniwersalnego. W obrębie skal czasowych od pojedynczych minut do miesiący może występować zjawisko załamania skalowego. Zależności dla opadów maksymalnych o krótszych czasach trwania mogą mieć wyraźnie odmienne wykładniki skalowe i parametry w porównaniu do zależności ustalonych dla opadów o dłuższych czasach trwania.

W badaniach szeregów maksimów opadowych wykazano możliwość stosowania modeli natężeń deszczów miarodajnych o bardzo prostej strukturze, opisywanej formułą (4.12), w zakresie częstości C występowania deszczów miarodajnych, rekomendowanych w europejskiej normie kanalizacyjnej PN-EN 752:2017 i wynoszących: 10 lat, 5 lat, 2 lata i 1 rok. W modelach tych konieczny jest jednak dobór osobnych wartości parametrów wykładnika n w domenie krótkich i długich czasów trwania opadów, z uwagi na obserwowane załamanie właściwości skalowych opadów. Opracowane modele fizykalne spełniają wymogi praktyki standardowego projektowania systemów odwodnienia. Nie są one jednak rekomendowane jako docelowe rozwiązanie w przypadku atlasu PANDa.

Lepsze wyniki w zakresie modelowania opadów maksymalnych uzyskuje się bowiem z użyciem modeli probabilistycznych. Modele te zapewniają elastyczność w estymacji wysokości opadów miarodajnych dla dowolnych praktycznie kombinacji czasów trwania i prawdopodobieństw występowania opadów. Z uwagi na wykorzystany do ich opracowania materiał pomiarowy, pochodzący z 30 lat rejestracji, stosowanie modeli probabilistycznych rekomenduje się dla prawdopodobieństw p mieszczących się w zakresie 0,01 (1%) do 1 (100%) i czasów trwania t w przedziale od 5 do 4320 minut. Efektem badań nad modelami probabilistycznymi, wykonanych na sieci stu stacji w Polsce, jest wskazanie uogólnionego rozkładu Pareto jako optymalnego do modelowania maksymalnych wysokości opadów na terenie całego kraju i dla pełnego zakresu czasów trwania opadów od 5 do 4320 minut. Modele probabilistyczne bazujące na uogólnionych rozkładach Pareto zastosowano zatem do opisu maksymalnych wysokości opadów miarodajnych w obrębie wszystkich oczek siatki interpolacyjnej atlasu PANDa.

Studia literaturowe ujawniły niedostatki krajowego warsztatu estymacji przestrzennej maksymalnych wysokości (natężeń) opadów miarodajnych. Analiza rozwiązań zastosowanych przy opracowaniu współczesnych atlasów opadowych z Niemiec i USA dowiodła konieczności stosowania zaawansowanej metodyki interpolacji przestrzennej. Metodyki zastosowane przez autorów atlasów KOSTRA i NOAA różnią się między sobą. Z uwagi na uwarunkowania dotycząc dostępu do zewnętrznych baz danych, rozwiązań tych nie można też adaptować bezpośrednio do warunków Polski. Zaistniała zatem konieczność wypracowania i wdrożenia nowej techniki estymacji przestrzennej opadów miarodajnych.

W projekcie PANDa, dzięki opracowaniu danych z niespotykanej jak dotąd w kraju kombinacji liczby stacji (sto punktów) i długości wielolecia (30 lat), możliwe było przeprowadzenie analizy autokorelacji przestrzennej wysokości opadów miarodajnych. Na wstępie tych badań, stosując metodę maskowania wartości odstających, obliczono łącznie czterysta osiemdziesiąt semiwariogramów teoretycznych, dla kombinacji szesnastu czasów trwania i trzydziestu kolejnych maksimów opadowych odpowiadających częstościom w zakresie od $C = 1$ rok do $C = 30$ lat. Semiwariogramy te zamodelowano następnie z użyciem złożonych modeli semiwariogramów teoretycznych, składających się z kombinacji funkcji typu: wykładniczego, sferycznego lub Gaussa, z dodatkowym uwzględnieniem występowania efektu samorodka. Na podstawie tak dopasowanych modeli przeprowadzono symulacje warunkowe rozkładów przestrzennych opadów miarodajnych na obszarze Polski w siatce o rozdzielczości 5 km na 5 km. Geostatystyczne symulacje warunkowe

opierały się na zastosowaniu metodyki Monte Carlo (próbki rozkładu statystycznego), ograniczonej poprzez uwzględnienie danych pomiarowych oraz modelu autokorelacji przestrzennej zjawiska. Symulacje te honorowały dane pomiarowe, a więc wyznaczone maksima fazowe na poszczególnych stacjach, a przy tym umożliwiały generowanie całego zbioru równie prawdopodobnych obrazów (modeli), zachowujących charakterystyki rozkładu statystycznego zbioru pomiarowego i strukturę przestrzenną maksimów opadowych na obszarze całego kraju. Symulacje dla wspomnianych kombinacji czasów trwania i kolejnych maksimów opadowych z szeregów rozdzielczych przeprowadzono z użyciem algorytmu bezpośredniej symulacji sekwencyjnej DSSIM. Każdorazowo obejmowały one generowanie po sto równie prawdopodobnych obrazów rozkładów przestrzennych maksymalnych opadów miarodajnych w Polsce. Zbiory wyników symulacji poddano dalszemu przetwarzaniu, obliczając wartości średniej oczekiwanej EM , kwartyła dolnego (Q_1) i kwartyła górnego (Q_3). Wartości EM przyjęto za oszacowanie wysokości opadów miarodajnych, a wartości kwartyli Q_1 i Q_3 za odpowiednio dolne i górne granice przedziałów ufności estymowanych wartości wysokości opadów miarodajnych.

Ostatecznie do zbiorów wartości EM , Q_1 i Q_3 dokonano dopasowania uogólnionych rozkładów Pareto. Na podstawie zbioru wartości EM uzyskano 12885 lokalnych modeli opadów maksymalnych, przypisanych konkretnym oczkom siatki atlasu PANDa. Każdy z tych modeli był połączony z dwoma dodatkowymi lokalnymi modelami, charakteryzującymi dolne i górne granice przedziałów ufności estymowanych wartości wysokości opadów miarodajnych, opracowanymi na bazie zbiorów wartości Q_1 i Q_3 . Zaproponowane granice przedziałów ufności są miarą niepewności wynikającej z całego szeregu czynników wpływających na dokładność rejestracji i późniejszego modelowania opadów maksymalnych na sieci deszczomierzy, w tym także naturalnej małoskalowej zmienności przestrzennej opadów miarodajnych w obszarze pojedynczego oczka siatki interpolacyjnej. W sposób naturalny granice przedziałów ufności ulegają poszerzeniu w przypadku najwyższych natężeń deszczów miarodajnych, a więc dla opadów występujących najrzadziej i będących trudnymi do rejestracji osobliwościami. Przy tym podawanie wartości miarodajnych wysokości (natężeń) deszczów wraz z oszacowaniem przedziału ich ufności jest rozwiązaniem standardowo spotykanym we współczesnych atlasach opadowych, takich jak KOSTRA i NOAA. Zaleca się, aby w przypadku projektowania systemów odwodnienia o krytycznym znaczeniu dla bezpieczeństwa ludzi, stosować wartości natężeń odpowiadające górnej granicy przedziału ufności.