

## II

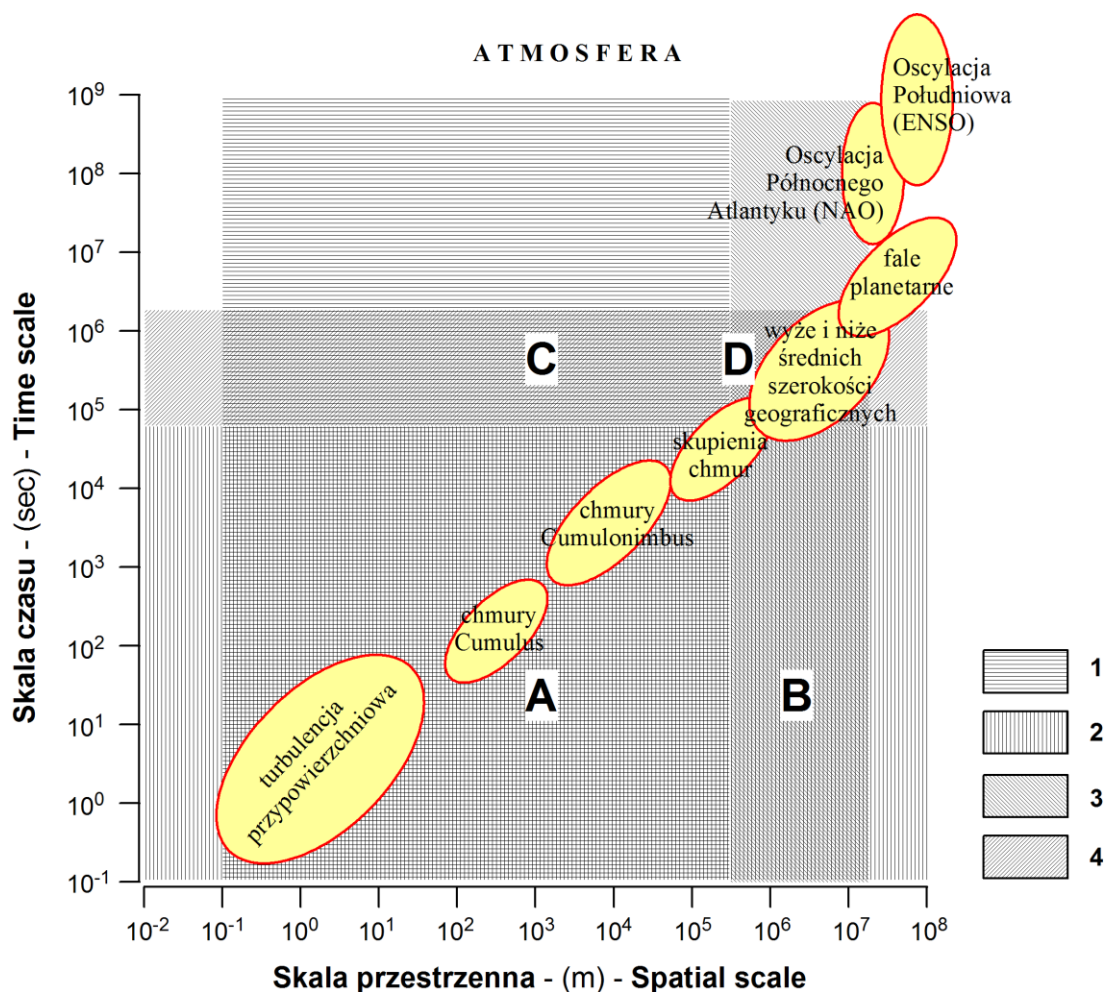
---

### Zarys problematyki

W średnich szerokościach geograficznych, w odróżnieniu od stref tropikalnych, zaburzenia synoptyczne wraz z zachodzącymi w ich efekcie ekstremalnymi opadami, mają swoją genezę głównie w strefach charakteryzujących się silnymi południkowymi gradientami temperatury i naprężeń baroklinicznych ponad oceanami (Hense, Friederichs 2006).

Rycina 1 prezentuje zestawienie wybranych typowych zjawisk atmosferycznych w układzie skal przestrzeni i czasu. Są to procesy turbulencyjne, chaotyczne charakteryzujące się możliwością generowania ekstremalnych wartości. Turbulencyjny charakter wynika z nieliniowych interakcji charakterystyk przepływów (ciepła, prędkości, masy), jak też i mających postać procesów progowych kondensacji i parowania wody. Ekstrema zachodzące w różnych skalach zazwyczaj łączą się ze sobą, na przykład:

- ekstremalne duże pionowe gradienty entropii prowadzą do niestabilności konwekcyjnej w skali przestrzennej  $\approx 100$  km. Będąca ich skutkiem silna konwekcja może wywołać ekstremalne prędkości pionowe powietrza o skali  $\approx 1$  km. W obrębie tych struktur cyrkulacji pionowej mogą powstawać bardzo intensywne opady (także gradu), które w zależności od ich natężenia i wydajności mogą powodować poważne zniszczenia;
- olbrzymie poziome gradienty temperatur mogą w średnich szerokościach geograficznych powodować niestabilności barokliniczne w skalach przestrzennych  $\approx 1000$  km. Będące ich efektem cyklony – turbulencje atmosferyczne – powodują powstawanie ekstremalnych prędkości horyzontalnych powietrza wzdłuż ich stref frontalnych. Tarcie przypowierzchniowe wywołuje tam silny pionowy przepływ ścinający powodujący dynamicznie indukowaną turbulencję z ekstremalnymi porywami wiatru lub wichurami.



**Ryc. 1.** Domeny czasu i przestrzeni analizy MSDO w odniesieniu do ważniejszych zjawisk atmosferycznych (Hense, Friederichs 2006, zmienione): 1 – bezpośredni zakres przestrzenny danych MSDO, 2 – bezpośredni zakres czasowy danych MSDO, 3 – pośredni zakres przestrzenny danych MSDO, 4 – pośredni zakres czasowy danych MSDO. Domeny określone za pomocą „A”, „B”, „C” i „D” są efektem kombinacji wyżej wymienionych zakresów. Szczegółowe objaśnienia w tekście.

W przeciwieństwie do wiatru, ekstrema opadów wykazują regularne relacje czasoprzestrzenne (prawa skali), które są prawdopodobnie efektem bardziej ogólnych prawidłowości zmienności czasoprzestrzennej opadów.

Rycina 1 umożliwia również ocenę reprezentatywności, wykorzystanych w niniejszej rozprawie, danych MSDO w odniesieniu do skal czasowych i przestrzennych procesów atmosferycznych powiązanych z powstawaniem opadów. W deszczomierzach o powierzchni zbiorczej  $0,02 \text{ m}^2$ , usytuowanych na powierzchni o rozciągłości około  $6,0 \times 10^5 \text{ m}$ , skumulowane były opady z okresu doby ( $0 \div 8,64 \times 10^4 \text{ s}$ ). Te wartości graniczne przestrzeni i czasu określają zakres bezpośredniej reprezentatywności danych MSDO (powierzchnia określona literą A na rycinie 1). Obejmuje ona całkowicie zasięgi procesów turbulencji

przypowierzchniowej, formowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz częściowo procesy mezoskalowe (tworzenie skupień komórek konwekcyjnych). Trzeba jednakże pamiętać (patrz rozdz. V), że rzeczywista rozdzielczość przestrzenna danych pluwiometrycznych związana z ich zagęszczeniem na analizowanym obszarze i wynosi od 1 do 3 km. Pomiary MSDO rejestrowały jednak również efekty procesów rozgrywających się w skalach czasoprzestrzennych przekraczających jedną dobę i rozciągłość terytorium Polski. Zmierzona maksymalna suma dobową opadu może stanowić bowiem część epizodu opadowego trwającego wiele dni i obejmującego swoim zasięgiem nawet cały sektor atlantycko-europejski półkuli północnej (zakresy B, C i D na ryc. 1). Uwzględniać wówczas należy możliwość oddziaływań dużych struktur cyrkulacji atmosferycznej: układów niżowych i wyżowych, a nawet fal planetarnych.

O czasoprzestrzennej zmienności reżimu opadowego Polski decydują zasadniczo procesy synoptyczne zachodzące nad europejskim sektorem umiarkowanych szerokości geograficznych (Stach, Tamulewicz 2005a). Natura opadogenezy, dynamika jej przebiegu oraz efektywność mierzona sumami opadu zależą bowiem od rodzaju układów barycznych, właściwości mas powietrznych oraz procesów na frontach atmosferycznych. Dynamiczne cechy klimatu Polski są kształtowane zazwyczaj są przez peryferyjne części niżów i wyżów; trajektorie poruszania się ich centrów znajdują się poza naszymi granicami. Położenie geograficzne układów barycznych, a ściślej ich przestrzenna orientacja względem obszaru Polski nadaje kierunek ruchom powietrza w naszym regionie, zaś wartości poziomego gradientu ciśnienia wpływają na prędkość przemieszczania się mas powietrznych. Z kierunkiem ich napływu związany jest transport pary wodnej oraz ciepła. Intensywność opadów, czas ich trwania wiążą się natomiast z charakterem stref kontaktu różnych mas powietrznych, czyli właściwościami stref frontowych.

Opady w atmosferze są efektem końcowym długiej kaskady oddziaływań zachodzących w coraz to większej skali (Hense, Friederichs 2006). Kaskada rozpoczyna się od interakcji pojedynczych cząsteczek wody, kontynuowana jest w skali kropelek w chmurach i kropel opadu, a później przechodzi na poziom małoskalowych turbulencji, chmur i zróżnicowania mezoskalowych przepływów stanowiących element cyrkulacji w skalach synoptycznych i planetarnych. To co dzieje się na każdym z wymienionych poziomów decyduje, czy w danym momencie czasu i punkcie przestrzeni powstaje opad. Chmury, a więc także opady, mają w związku z tym bardzo złożoną i bogatą strukturę czasoprzestrzenną. Część z niej jest efektem przyjętego sposobu charakteryzowania opadów, i wynikającego z tego faktu, że nie można w

tym przypadku mówić o ekstremach rozumianych dosłownie. Są one bowiem odnoszone do arbitralnie przyjętego interwału czasu, w obrębie którego dokonywana jest akumulacja opadu. Z fizycznego punktu widzenia opad to pionowy transport masy ciekłej lub zamrożonej wody (przy założeniu, że ignorowana jest jego nieciągła natura: krople deszczu, grudki gradu, czy płatki śniegu). W standardowym systemie pomiarowym możliwa jest jedynie rejestracja masy skumulowanej w określonym przedziale czasu i na określonej powierzchni. Zarówno ów przedział czasu, jak i powierzchnia muszą być na tyle duże w porównaniu z rozmiarem kropli, aby zebrana próbka opadu umożliwiała dokładne określenie natężenia owego transportu masy. Typowe minimalne wartości wynoszą około jednej minuty i kilkuset centymetrów kwadratowych. Światowa Organizacja Meteorologiczna (WMO 1994 za Hense, Friederichs 2006) przygotowała raport zawierający zestawienie ekstremów opadowych ( $R_T$ ) z szerokiego zakresu czasów ich agregacji  $T$  (od 1 minuty do 2 lat:  $6,0 \times 10^1 \div 6,3 \times 10^7$  s). Wahają się one od 38 do 40 768 mm. Relacja między obiema zmiennymi ma charakter potęgowej ( $R_T = 6,5T^{0,49}$ ) i jest bardzo silna ( $R = 99,7\%$ ). W pracy Lovejoya i Schertzer (1995) zostało wykazane, że przedstawiona wyżej, zależność jest powiązana z bardziej ogólną relacją skali opadów względem czasu (podobne prawo skali obowiązuje w odniesieniu do przestrzeni). Można ją teoretycznie uzasadnić za pomocą losowego modelu układu kaskadowego. Jasne jest w kontekście tych danych, że ekstremalność opadów można definiować jedynie w odniesieniu do ustalonego czasu ich akumulacji, a także w dużym stopniu – geograficznie. Suma 10 mm opadu w lipcu na terenie Polski stanowi skrajnie wysoką wartość jeśli zmierzono ją ciągu 1 minuty. Te same 10 mm na dobę to opad wysoki, lecz daleki od ekstremum. W skali miesiąca zaś jest to wartość skrajnie niska.

Pierwsze dane sugerujące istnienie regularnych przestrzennych relacji skali opublikował w roku 1982 S. Lovejoy. Opierając się na analizie obrazów satelitarnych i radarowych stwierdził on występowanie silnej relacji pomiędzy obwodem ( $U$ ) a powierzchnią ( $F$ ) obszarów chmur i opadów. Wyraził ją w postaci  $U^2 \sim F^D$  gdzie  $D = 1,35$ . Wykładnik  $D$  jest wymiarem fraktalnym chmur i obszarów opadów (Lynch 2007, Peitgen i in. 1997, Ratajczak 1998, Sornette 2006). Nowsze opracowanie tego zagadnienia opublikowali w 2003 roku Hauf i Theusner (ryc. 2). Źródłem danych było 3258 kompozytowych obrazów radarowych o rozdzielczości 2 na 2 km z 39 dni w okresach letnich lat 1997 i 1998, kiedy nad terytorium Niemiec i sąsiednich krajów (analizowany obszar miał 920 na 920 km) przemieszczały się zimne fronty. Na obrazach tych zidentyfikowano około 140 000 „obiektów”. Średnio 28% z nich to były skupienia chmur (komórek konwekcyjnych), a 72% – pojedyncze komórki.

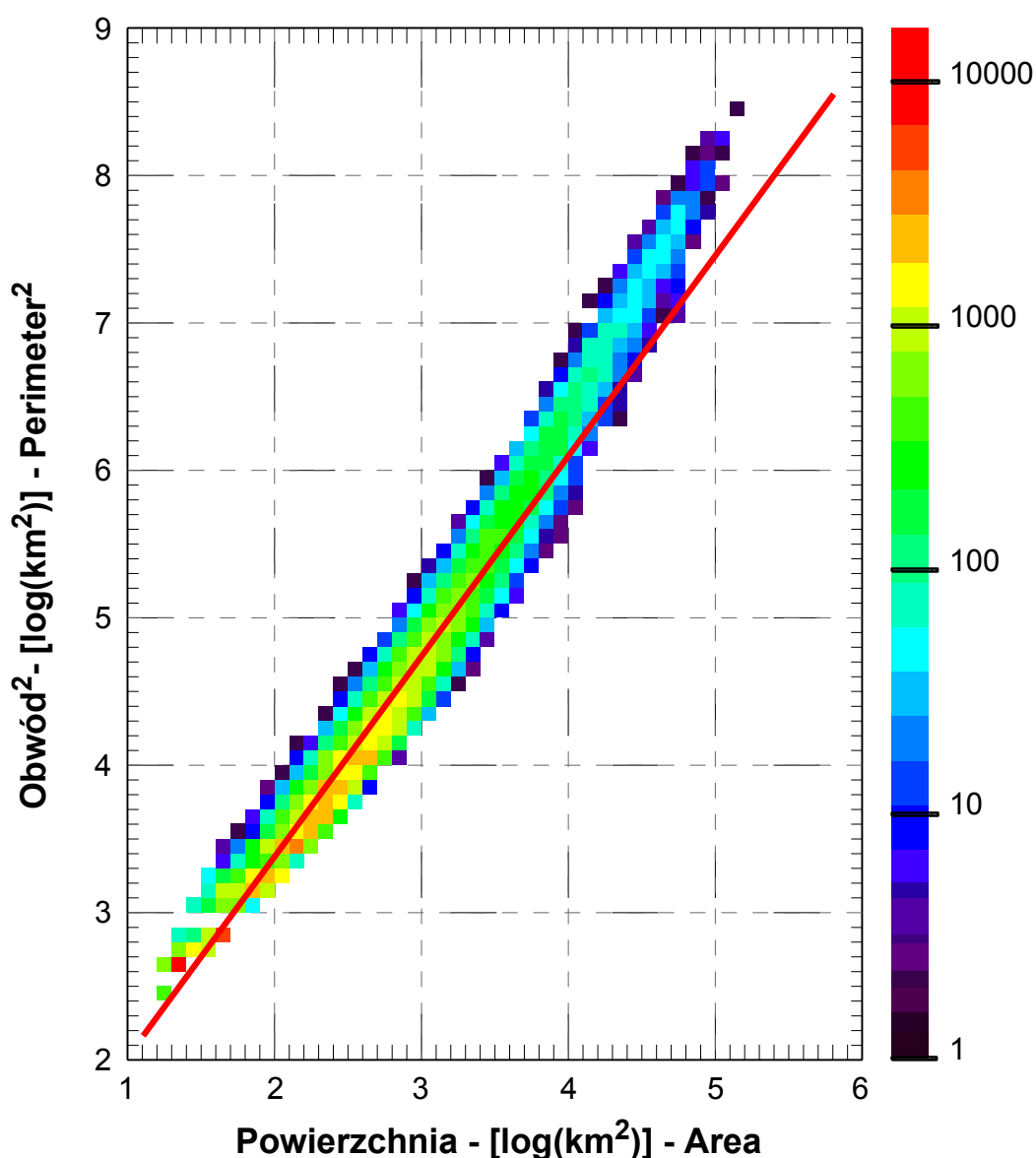
Zróznicowanie tych proporcji było bardzo niewielkie, bo wynosiło jedynie  $\pm 3\%$ . Ta stała relacja wskazuje na istnienie stanu równowagi procesów tworzenia się skupień chmur w wyniku łączenia pojedynczych komórek i ich zaniku. Jest to niezależne od ilości istniejących w danej chwili komórek. Powierzchnia pojedynczych chmur wynosiła średnio  $240 \text{ km}^2$ . Ich skupienia miały powierzchnię zróżnicowaną w zależności od pory doby: od  $2500 \text{ km}^2$  w nocy do  $4500 \text{ km}^2$  w południe. Kiedy znano ilość komórek tworzących skupienie, można było oszacować ich średnią powierzchnię. Z obliczeń tych wynikało, że komórki stanowiące składniki skupień są około 2,5 raza większe od istniejących samodzielnie. Ich powierzchnia w trakcie dnia mieściła się bowiem w zakresie od  $520$  do  $700 \text{ km}^2$ . Przyczyna tego stanu rzeczy nie jest jeszcze znana. Autorzy cytowanej pracy (Hauf i Theusner 2003) sugerują, że może się na to składać efekt dwóch zjawisk. Po pierwsze tworzenie skupień najczęściej obejmuje największe z izolowanych komórek, po drugie – po połączeniu prawdopodobnie ulegają one jeszcze powiększeniu. Opiszana wyżej, bardzo istotna różnica powierzchni komórek izolowanych i stanowiących elementy skupień zwraca uwagę na znaczenie skupień chmur.

Rycina 2 powstała na podstawie opisanych wyżej danych (Hauf i Theusner 2003). Zakres zmienności  $U^2$  w stosunku do  $F$  obejmuje cztery rzędy wielkości. W zakresie pierwszego rzędu wielkości relacja pomiędzy obiema zmiennymi na wykresie podwójnie logarytmicznym jest linią prostą odpowiadającą funkcji  $U^2 \sim F^D$  gdzie  $D = 1,359$ . Jest wartość bardzo zbliżona do określonej przez Lovejoy (1982), co sugeruje jej potencjalnie bardziej ogólne znaczenie<sup>6</sup>. Bardziej szczegółowy ogląd wykresu ujawnia jednakże istnienie nieznaczącej, ale wyraźniej „krzywizny” danych. Według Hauf i Theusner (2003) wskazywało by to na bardziej skomplikowaną zależność. Badacze ci ustalili, że użycie modelu składającego się z dwóch segmentów: jednego dla komórek izolowanych i złożonych z maksymalnie 3 pojedynczych, i drugiego dla większych i bardziej złożonych układów, redukuje znacznie rozrzut danych. Pierwszy segment ma wartość  $D$  wynoszącą około 1,25,

---

<sup>6</sup> Podczas przygotowywania niniejszej rozprawy do druku ukazała się kolejna publikacja (Lovejoy i in. 2008) podkreślająca uniwersalność owych relacji. O ile analizowane w poprzednich pracach dane miały zazwyczaj zasięg regionalny i wąskie ramy czasowe, to cytowani powyżej autorzy przeprowadzili obliczenia oparte na pomiarach wykonanych czujnikiem PR w trakcie kolejnych pełnych 1176 okrążeń satelity TRMM. Stwierdzili oni, że stochastyczny multifrakalny trójparametryczny model kaskadowy wyjaśnia obserwowaną zmienność przestrzenną tłumienia sygnału radarowego z dokładnością rzędu  $\pm 4.6\%$  dla skal przestrzennych od 4,3 do około 30 tys. km. Wartość indeksu multifrakalnego oceniono na 1,5 oraz stwierdzono, że odbicie sygnału może być modelowane jako czysty proces multiplikatywny, co znaczy, że jest on zachowany w kolejnych skalach rozdzielonych turbulencji i opadu (ok. 40 cm w przypadku słabego deszczu) daje prognozy częstości występowania mierzalnych opadów o zadawalającej dokładności. Taki wynik stoi w wyraźnej sprzeczności z klasycznym ujęciem przedstawionym na ryc. 1, które łączy morfologię z mechanizmem zjawisk i dzieli zakres 4 do 20 tys. km na szereg podzakresów, z których każdy jest zdominowany przez inny typ zjawisk.

drugi – około 1,54. Wyniki te wskazywałyby że reguły skalowania przestrzennego nie mają charakteru uniwersalnego wymiaru fraktalnego, ale multifraktalny (Ferraris i in. 2003). Konkluzją autorów omawianego opracowania (Hauf i Theusner 2003) jest stwierdzenie, że odpowiedzialne są za to zarówno istotne różnice dotyczące struktury pojedynczych komórek i ich skupień, jak i procesy odpowiedzialne za ich powstawanie i ewolucję. Przywołując rozważania przedstawione we wprowadzeniu, na temat potencjalnego wpływu zmian struktury przestrzennej opadów na ich rejestrowaną punktowo częstość, można wskazać, że efekt taki wywołałoby na przykład nawet nieznaczna zmiana owych podanych powyżej współczynników skalujących relacje między powierzchnią a obwodem chmur.



**Ryc. 2.** Relacja między powierzchnią ( $F$ ,  $\text{km}^2$ ) a obwodem ( $U^2$ ,  $(\text{km}^2)$ ) pojedynczych chmur *Cumulonimbus* i ich skupień generujących opady konwekcyjne na terenie Niemiec (Hauf, Theusner 2003). Kolorem przedstawiono ilość uwzględnionych chmur/skupień w poszczególnych klasach powierzchni i obwodu. Dokładne objaśnienia w tekście.

Strukturę przestrzenną opadów z użyciem różnych miar autokorelacji przestrzennej analizowano już wielokrotnie (Bacchi, Kottegoda 1995, Berne i in. 2006, Ciach, Krajewski 2006, Ferraris i in. 2003, Goodrich i in. 1995, Haberlandt 2007, Hauf, Theusner 2003, Joseph i in. 2000, Moszkowicz 2000, Skaugen 1997, Yoo, Ha 2007). Jako materiał źródłowy w niektórych z nich wykorzystywano ciągle rejestracje pluwiograficzne lub teledetekcyjne, co umożliwiało wykonanie pełnej oceny struktury przestrzennej dla opadów o różnej wysokości i czasie trwania.

Dobrym przykładem, ważnym przede wszystkim ze względów geograficznych, jest praca Moszkowicza (2000). Autor dysponował dwoma źródłami danych: specjalną siecią cyfrowych deszczomierzy rejestrujących (z korytkami wywrotnymi) oraz wynikami pomiarów wykonanych z pomocą radaru meteorologicznego zlokalizowanego w Legionowie pod Warszawą. Deszczomierzy było 16, zlokalizowanych w odległościach od 10 m do 5 km, a najkrótszy interwał rejestracji wynosił 10 minut. Wykorzystane w pracy obrazy radarowe miały rozdzielczość 2 na 2 km, a ich zasięg, w celu zminimalizowania potencjalnych błędów, ograniczono do 100 km. Efektem przetworzenia oryginalnych wartości tłumienia sygnału radarowego, pozyskiwanych co 10 minut, były szacowane wartości intensywności opadu, określenie jego typu (konwekcyjny lub frontalny) oraz wektorów przemieszczania się. Cytowany autor (Moszkowicz 2000) wykorzystał w swoim opracowaniu pomiary naziemne z jednego sezonu rocznego z wyłączeniem 5 miesięcy zimowych oraz jedynie 7 przypadków opadów zarejestrowanych za pomocą radaru. Korzystając z danych pochodzących z deszczomierzy mógł zatem przeprowadzić analizę struktury przestrzennej opadów na bardzo krótkich dystansach, i przy pełnym spektrum czasu ich trwania. Była ona jednakże ograniczona, ze względu na ilość i rozmieszczenie stanowisk, poprzez założenie izotropowości i maksymalny zasięg 5 km. Z kolei obrazy radarowe umożliwiały przeprowadzenie analizy anizotropowej osobno dla opadów konwekcyjnych i frontalnych, ale ich ograniczeniem z kolei była mała ilość analizowanych przypadków, rozdzielczość przestrzenna i zasięg ograniczony do kilkudziesięciu kilometrów.

Zarówno w pracy Moszkowicza (2000), jak i w innych przytoczonych wyżej, nie dysponowano tak dużym jak w niniejszym opracowaniu zbiorem danych i to wyłącznie ekstremalnych opadów. Zazwyczaj także analiza ograniczała się do znacznie mniejszych obszarów i krótszych przedziałów czasu. Na podstawie materiału pomiarowego którym dysponowano, można się było pokusić o zbadanie zmienności sezonowej, a po obliczeniu semiwariogramów dla sekwencji wartości progowych – także zróżnicowania w obrębie

poszczególnych klas wysokości opadów. Należy jednakże uwzględnić również, że analizowane zbiory danych stanowią bowiem nierozdzieloną „mieszalinę” różnych genetycznie opadów, zarejestrowanych w różnych terminach.