Uniwersytet Warszawski Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

Krzysztof Piasecki Nr albumu: 370 504

Układ burzowy z dnia 11.08.2017 r. jako przykład *derecho* nad Europą Środkową

Praca licencjacka na kierunku geografia w zakresie geografii fizycznej stosowanej

> Praca wykonana pod kierunkiem dr Katarzyny Grabowskiej oraz dr Joanny Popławskiej Katedra Geografii Fizycznej

Warszawa, lipiec 2018

Oświadczenie kierującego pracą

Oświadczam, że niniejsza praca została przygotowana pod moim kierunkiem i stwierdzam, że spełnia ona warunki do przedstawienia jej w postępowaniu o nadanie tytułu zawodowego.

Data

Podpis kierującego pracą

Oświadczenie autora pracy

Świadom odpowiedzialności prawnej oświadczam, że niniejsza praca dyplomowa została napisana przeze mnie samodzielnie i nie zawiera treści uzyskanych w sposób niezgodny z obowiązującymi przepisami.

Oświadczam również, że przedstawiona praca nie była wcześniej przedmiotem procedur związanych z uzyskaniem tytułu zawodowego w wyższej uczelni.

Oświadczam ponadto, że niniejsza wersja pracy jest identyczna z załączoną wersją elektroniczną.

Data

Podpis autora pracy

Streszczenie

Układ burzowy, który przeszedł nad Polską w dniu 11 VIII 2017 r., spowodował bardzo duże szkody materialne na terenie kraju. Na terenach leśnych był to największy kataklizm w historii Lasów Państwowych.

W poniższej pracy omówione zostało zjawisko *derecho* i scharakteryzowano kryteria jego oceny. Wyznaczono również podstawowe parametry, mierzone za pomocą pionowego sondowania atmosfery oraz produkty radarowe, wykorzystywane w prognozowaniu krótkoterminowym.

W pracy przedstawiono ponadto warunki panujące nad Polską 11 VIII 2017 r. przed przejściem zjawiska *derecho*. Na podstawie danych radarowych zobrazowano natomiast ewolucję całego układu burzowego i powiązano sygnatury radarowe z wystąpieniem groźnych zjawisk.

Słowa kluczowe

burza, derecho, bow echo, downburst, radar meteorologiczny, wiatr, wiatrołomy, Bory Tucholskie

Dziedzina pracy (kody wg programu Socrates-Erasmus)

07.1 GEOGRAFIA

Klasyfikacja tematyczna

geografia fizyczna stosowana

Tytuł pracy w języku angielskim

Storm from 11th August 2017 as an example of derecho event over Central Europe

Spis treści

1. Wprowadzenie					
1.1. Cel pracy					
1.2. Materiały źródłowe7					
1.3. Charakterystyka fizycznogeograficzna Polski					
1.3.1. Klimat					
2. Charakterystyka zjawisk burzowych					
2.1. Zjawisko burzy – definicje i warunki rozwoju18					
2.2. Podział burz	23				
2.3. Zjawisko <i>derecho</i>	29				
2.3.1. Dotychczasowe badania	29				
2.3.2. Kryteria klasyfikacji zjawiska					
2.3.3. Rodzaje i warunki sprzyjające wystąpieniu derecho					
2.3.4. Wybrane wystąpienia zjawiska derecho w Polsce w XXI wie	ku33				
3. Prognozowanie i monitoring burz					
3.1. Radiosondaże oraz wybrane parametry					
3.2. Radary meteorologiczne					
3.2.1. Wybrane produkty radarowe	42				
3.2.2. Sygnatury radarowe	46				
4. Zjawisko derecho nad Europą Środkową 11 VIII 2017 r	56				
4.1. Sytuacja synoptyczna					
4.2. Sytuacja meteorologiczna przed rozwojem układu burzowego59					
4.3. Przebieg nawałnicy					
4.4. Charakterystyczne sygnatury radarowe74					
5. Skutki przejścia układu i klasyfikacja zjawiska83					
5.1. Dane Europejskiej Bazy Groźnych Zjawisk Atmosferycznych					
5.2. Zniszczenia w Lasach Państwowych					
5.3. Interwencje Państwowej Straży Pożarnej	95				
6. Podsumowanie oraz wnioski					
Spis literatury					
Spis źródeł internetowych102					
Spis rysunków102					
Spis tabel106					
Załączniki107					

1. Wprowadzenie

1.1.Cel pracy

Każdego roku burze, często o charakterze nawałnic, powodują coraz większe szkody materialne. Wynika to między innymi ze zwiększania powierzchni miast i terenów intensywnie zabudowanych, na których przejście burzy wiąże się z licznymi szkodami. Jednocześnie społeczne zainteresowanie rośnie gwałtownymi zjawiskami atmosferycznymi związanymi z procesami konwekcyjnymi. Burze wielokrotnie stanowią zagrożenie dla zdrowia i życia ludzi, zarówno w krajach słabo, jak i wysoko rozwiniętych gospodarczo. Chociaż ochrona mieszkańców oraz ich dóbr materialnych przed zagrożeniami związanymi ze zjawiskami konwekcyjnymi nie jest łatwa, to lepsze rozpoznanie zjawisk i rozwój systemu ostrzeżeń umożliwia podjęcie działań ochronnych i zapobiegawczych. Jednocześnie rozwój techniki i postęp w badaniach nad groźnymi zjawiskami stopniowo umożliwiają tworzenie coraz dokładniejszych systemów prognozowania i ostrzegania. W badaniach naukowych uwaga koncentruje się nie tylko na samym powstawaniu i charakterystyce burz, ale dzięki rozwojowi Systemów Informacji Geograficznej i pozyskiwaniu coraz większej ilości danych, są możliwe także zaawansowane analizy przestrzenne tychże zjawisk. Pozwalają one na wskazywanie terenów najbardziej zagrożonych gwałtownymi burzami oraz na bieżącą analizę danych i opracowywanie prognoz w formie nowcastingu, czyli ostrzegania na podstawie aktualnych danych pomiarowych i teledetekcyjnych.

Do zagrożeń związanych z gwałtownymi zjawiskami konwekcyjnymi zaliczyć należy ulewne opady deszczu, silny wiatr prostoliniowy, opady dużego gradu, trąby powietrzne oraz wyładowania atmosferyczne. Zagrożenia te charakteryzują się bardzo zróżnicowanym zasięgiem przestrzennym. Szczególnie znaczące szkody są związane z silnymi porywami wiatru prostoliniowego, które mogą oddziaływać na znaczny obszar. Mogą być one związane z pojedynczymi komórkami burzowymi, ale i z rozległymi układami konwekcyjnymi, szczególnie groźnymi przy znacznym przepływie powietrza w troposferze. Do wyjątkowo niszczycielskich zjawisk należy zaliczyć szeroko opisywane w literaturze zjawisko derecho. W poniższej pracy przedstawiono charakterystykę zjawisk burzowych ze szczególnym uwzględnieniem tego zjawiska.

W pracy przedstawiono charakterystykę zjawiska burzy oraz omówiono podział burz. Zawarta w nim została także charakterystyka zjawiska derecho, kryteria jego klasyfikacji i podział. Opisana została typowa sytuacja meteorologiczna sprzyjające występowaniu tego zjawiska oraz parametry wskaźników konwekcyjnych umożliwiające rozwój tego typu burzy. Przedstawiono też metody detekcji tego zjawiska, ze szczególnym uwzględnieniem danych radarowych oraz możliwości jego prognozowania. Krótko omówiono także wybrane przypadki wystąpienia tego zjawiska w ostatnich latach nad obszarem Polski i określono warunki występujące w czasie trwania poszczególnych incydentów burzowych.

W części teoretycznej omówione zostały także sondowania atmosfery oraz wskaźniki konwekcyjne i wpływ ich wartości na rozwój burz. Zawarte zostało również omówienie działania radarów meteorologicznych oraz opisano podstawowe produkty radarowe.

Główna część pracy zawiera szczegółowy opis rozległej burzy wiatrowej, która wystąpiła nad Polską w dniu 11 VIII 2017 r. W wyniku jej przejścia powstały bardzo rozległe szkody oraz odnotowano ofiary śmiertelne. Na podstawie tego przypadku opisano sytuację synoptyczną, która doprowadziła do rozwoju tak silnej burzy. Scharakteryzowane zostały warunki panujące w troposferze w dniu wystąpienia zjawiska oraz omówiono towarzyszące nawałnicy sygnatury radarowe, świadczące o rozwoju i występowaniu szczególnie groźnych zjawisk. Scharakteryzowane zostały także skutki, jakie wyrządził omawiany układ burzowy.

1.2. Materiały źródłowe

W niniejszej pracy wykorzystano różnorodne materiały źródłowe. W celu omówienia sytuacji meteorologicznej sprzyjającej występowaniu zjawiska *derecho*, pozyskano mapy synoptyczne z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (http://pogodynka.pl/polska/mapa_synoptyczna/, dostęp 30.04.2018). Wartości wskaźników konwekcyjnych obliczono na podstawie sondaży aerologicznych, które przetworzono przy wykorzystaniu programu Sounding Decoder 2014.

Ponadto do analizy zjawiska derecho z dnia 11 VIII 2017 r. wykorzystano dane teledetekcyjne. Pozyskane zostały dane udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMiGW) dotyczące lokalizacji wyładowań atmosferycznych (system PERUN) oraz obrazy radarowe (z sieci POLRAD). W pracy wykorzystano następujące produkty radarowe: PPI (0,5°), CMAX, CAPPI (z różnych poziomów), HWIND, a także przekroje VCUT. Produkty pochodzą z radarów w Poznaniu, Gdańsku, Pastewniku i Świdwinie. Dodatkowo uwzględniono dane operacyjne ze stacji synoptycznych i posterunków pomiarowych IMGW (w tym porywy wiatru). Wykorzystano także dane 0 wyładowaniach atmosferycznych z portalu lightningmaps.org.

W celu weryfikacji szkód pozyskano raporty z Europejskiej Bazy Danych o Gwałtownych Zjawiskach Pogodowych (*European Severe Weather Database*, ESWD). Ważną rolę odegrały również dane o interwencjach z bazy Państwowej Straży Pożarnej, których bardzo duża liczba pozwoliła na szczegółowe wyznaczenie zasięgu zniszczeń związanych z omawianym układem. Na ilościową ocenę zniszczeń wywołanych w lasach pozwoliły z kolei dane zgromadzone przez Lasy Państwowe. Przestrzenna analiza danych oraz mapy zostały wykonana za pomocą oprogramowania Arc Map 10.5.1.

1.3. Charakterystyka fizycznogeograficzna Polski

Polska położona jest na terenie Europy środkowej. Powierzchnia kraju jest dość urozmaicona. Chociaż nie stanowi całości pod względem przyrodniczym, to część granic ma naturalny przebieg ograniczający terytorium – na północy jest to Morze Bałtyckie, zaś na południu łańcuch Karpat i Sudetów (Richling 2005). Większość terytorium stanowią niziny wchodzące w skład Niżu Polskiego, który jest częścią Niżu Środkowoeuropejskiego i od zachodu jest wyznaczany przez Bramę Łużycko Szczecińską (ibidem). Charakterystyczną cechą ukształtowania terenu Europy Środkowej jest dominacja równoleżnikowo ułożonych jednostek geomorfologicznych, a więc pasowy rozkład rzeźby terenu (rys.1). Na terenie Polski kolejno od północy wyróżniamy pasy pobrzeży, pojezierzy, nizin, wyżyn, kotlin, pogórzy i gór. Ma to bezpośredni wpływ na klimat panujący na terytorium Polski.



Rys. 1. Polska na tle Europy. Poglądowa mapa fizycznogeograficzna; źródło: https://geology.com/world/europe.jpg

Terytorium Polski zajmuje powierzchnię 311 904 km², zaś wraz z wodami wewnętrznymi i morzem terytorialnym jest to 322 577 km². Obszar zajmowany przez Polskę jest dość foremny, zbliżony do kształtu koła, o rozciągłości południkowej 649 km i rozciągłości równoleżnikowej 689 km (według równoleżnika 52°N). Następstwa tej rozciągłości zauważalne są w różnicy czasu słonecznego – pomiędzy wschodnimi a zachodnimi krańcami różnica ta wynosi około 40 minut. Konsekwencją rozciągłości południkowej jest z kolei zróżnicowana długość trwania dnia i nocy – o ile w czasie przesilenia letniego dzień na północy kraju jest przeszło godzinę dłuższy niż na krańcach południowych, o tyle w zimie sytuacja ulega odwróceniu. Zróżnicowany jest także kąt padania promieni słonecznych. W czasie przesilenia letniego kąt ten wynosi od około 59,5° na północnych krańcach kraju do 64° na samym południu Polski. Determinuje to ilość energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi, co z kolei wpływa na nagrzewanie się gruntu.

1.3.1. Klimat

Na obszarze kraju panuje klimat umiarkowany ciepły przejściowy. Warunkowany jest przez dwa główne czynniki – szerokość geograficzną oraz obecność ciepłego prądu oceanicznego na Oceanie Atlantyckim, ale w makroskali klimat jest zdecydowanie bardziej zróżnicowany. Szerokość geograficzna determinuje ilość energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi, której roczna suma maleje wraz z przemieszczaniem się od równika w kierunku biegunów. Wpływ ten ma więc charakter równoleżnikowy. Drugi czynnik, a więc Ocean Atlantycki, ma wpływ południkowy. Wyraźniej zaznacza się w porze zimowej, kiedy to podnosi średnią miesięczną temperaturę powietrza wraz ze zbliżaniem się do jego wybrzeży. Mniejszy wpływ zaznacza się latem, choć również jest zauważalny w postaci obniżania średniej temperatury miesięcy letnich w kierunku północno zachodnim. Skutkiem jest obniżanie rocznej amplitudy temperatury powietrza na terenie Europy wraz ze zbliżaniem się do tegoż zbiornika.

Średnia roczna temperatura powietrza na nizinach Polski wynosi 7-9°C. Izoterma 8°C dzieli Polskę na dwie części (rys.2). Najcieplejsze są obszary Niziny Śląskiej oraz Ziemi Lubuskiej – temperatura średnia przekracza tam 9°C. Zdecydowanie niższa średnia temperatura roczna notowana jest na Suwalszczyźnie i wynosi około 6-6,5°C. Roczna amplituda temperatury powietrza rośnie wraz z przemieszczaniem się na wschód, co jest związane z malejącym wpływem Atlantyku. O ile na zachodzie kraju wynosi do 19°C, to wschodzie przekracza 22°C. W północno już na wschodniej i wschodniej części kraju klimat może być już określany jako klimat kontynentalny, na co wskazują liczne publikacje na ten temat (m.in. Niedźwiedź 2003).



Rys. 2. Średnia roczna temperatura powietrza na terenie Polski w latach 1971-2000; źródło: http://klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/

Brak barier orograficznych o przebiegu południkowym umożliwia łatwy przenos mas powietrza z kierunku zachodniego, dzięki czemu masy znad Oceanu Atlantyckiego mają duży udział w kształtowaniu klimatu Polski. Szczególnie wyraźny wpływ zaznacza się w półroczu chłodnym, kiedy to obszar całego kraju znajduje się w zasięgu znacznej, wyraźnej anomalii dodatniej obszaru 50-55°N. Dla równoleżnika 50°N dodatnia anomalia wynosi aż 4°C (Kożuchowski 2011). Latem anomalia względem średniej temperatury równoleżnika jest niższa i wynosi 1°C (ibidem).

Na terenie kraju sumy opadów są dość zróżnicowane (rys.3). Wpływ ma na to zarówno adwekcja znad Oceanu Atlantyckiego, jak i orografia. Przeciętna roczna suma opadów w Polsce wynosi około 616 mm, przy czym na obszarach do 300 m n.p.m. średnia ta jest niższa i wynosi około 592 mm. Podobne wartości wskazuje się dla obszarów do 500 m n.p.m. – około 590 mm (Kożuchowski, Żmudzka 2003). Należy jednak mieć na uwadze bardzo dużą zmienność tego elementu klimatu i znaczące zróżnicowanie przestrzenne, co wielokrotnie było podkreślane w pracach badawczych.



Rys. 3. Średnia roczna suma opadów na terenie Polski w latach 1971-2000; źródło: http://klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/

Opady w Polsce nie są rozłożone równomiernie na cały rok. Zdecydowana większość z nich występuje w ciepłym półroczu. Miesiącem najbardziej wilgotnym jest lipiec, kiedy to spada na ogół około 14% rocznej sumy opadów. Najmniej opadów występuje z kolei w lutym i marcu – odpowiednio po 5,5% rocznej sumy (Kożuchowski 2011). Najwyższe opady notuje się na terenach podgórskich, gdzie decydujący wpływ ma ukształtowanie terenu. Średnio rocznie spada tam do 900-1500 mm deszczu, chociaż w szczególnych przypadkach nawet ponad 2000 mm (Dolina Pięciu Stawów, 2770 mm, 2001). Nieco niższe opady występują w pasie pobrzeży i na Kaszubach – średnio do 700-800 mm. Najniższe średnie roczne sumy opadów charakterystyczne są z kolei dla Kujaw, Wielkopolski i niektórych rejonów Mazowsza. Sumy te nie przekraczają progu 500 mm w ciągu roku. W przypadku burz szczególnie istotne są jednak statystyki dotyczące opadów im towarzyszących. Wiadome jest, iż to właśnie opady konwekcyjne stanowią większość opadów półrocza ciepłego i charakteryzują się znacznymi sumami i intensywnością.

Najwyższe notowane dobowe sumy opadów wystąpiły na terenach górskich i przekroczyły próg 200 mm. Najwyższe sumy dobowe zostały zanotowane w Leskowcu (śląskie, 243 mm, 18.07.1970), na Kasprowym Wierchu (małopolskie, 232 mm, 30.06.1973) oraz w Dolinie Pięciu Stawów (małopolskie, 300 mm, 30.06.1973) (Lorenc 2005). Z terenów nizinnych najwyższe opady zanotowano w Pierzchałach (warmińsko –mazurskie, 182,4 mm, 29.07.2013) oraz na stacji Polskiej Akademii Nauk w Gdańsku -Oliwie (pomorskie, 170,2 mm, 14.07.2016) (https://meteomodel.pl/BLOG/ogromne-opady-w-trojmiescie/, dostęp 27.06.2018). Wysokie sumy dobowe zanotowano także w Kielcach (świętokrzyskie, 155 mm, 27.07.2001), Łebie (pomorskie, 141 mm, 27.07.1988) oraz w Nowej Pasłęce (warmińsko-mazurskie, 137,9 mm, 29.07.2013). W niektórych przypadkach dobowy opad w czasie półrocza ciepłego może więc osiągać nawet 20-25% średniej rocznej sumy. Zimowe maksima dobowe były zdecydowanie niższe i nie przekroczyły 76 mm (Kasprowy Wierch, 27.02.1973) oraz 50 mm w przypadku stacji nizinnych (Koszalin, 29.02.1956).

Należy zwrócić uwagę, że im krótszy czas występowania opadu, tym jego natężenie może być wyższe (Kożuchowski 2011). Najwyższy zarejestrowany opad 1-minutowy w Polsce wyniósł 8,1 mm i wystąpił 22.06.1934 roku w Legionowie (mazowieckie). Oznacza to, że godzinowe natężenie wyniosło przeszło 430 mm. W okresie 10 minut najwyższa suma w Polsce wyniosła 71 mm, zaś w czasie godziny – 175 mm (Kossowska-Cezak, Bajkiewicz-Grabowska 2008). Opady te mogły być klasyfikowane jako opad nawalny. Najczęściej wykorzystywana jest klasyfikacja wydajności opadów z 1951 roku, autorstwa K. Chomicza. Próg opadów nawalnych został określony przez wartości 17,9 mm w czasie 10 min, 31 mm w czasie 30min oraz 43,9 mm w ciągu godziny. Najsilniejsze opady w Polsce osiągały wydajność deszczu nawalnego IV stopnia według skali Chomicza. Tak intensywne opady są charakterystyczne dla burz ciepłego półrocza.

Na terenie Polski notuje się niewielką dominację wiatru z sektora zachodniego, co wynika ze średniego gradientu ciśnienia. Wynosi on 2-3 hPa pomiędzy południową a północną częścią kraju i jest skierowany ku północy, a więc wektor wiatru geostroficznego skierowany jest z zachodu na wschód. W skali roku częstość występowania wiatru ze składową zachodnią nie przekracza 35% (Woś 2010). Na terenie kraju wśród kierunków dominujących, poza zachodnim, można znaleźć południowo zachodni oraz południowy. Jest to w dużej mierze kształtowane przez czynniki lokalne, oddziałujące bezpośrednio na stację pomiarową. Wśród najważniejszych jest ukształtowanie terenu.



Rys. 4. Średnia 10-minutowa prędkość wiatru mierzona na wysokości 10 metrów; źródło: http://www.f3f-klif.pl/wp-content/uploads/2010/10/wiatr_lorenc.jpg

Średnie prędkości wiatru wynoszą od 1,5 ms⁻¹ w dolinach na południu kraju do 12 ms⁻¹ na najwyższym szczycie Karkonoszy. Najczęściej notowanymi wartościami są jednak te z zakresu 3-5 ms⁻¹. W Poznaniu średnia prędkość wynosi 4,1 ms⁻¹, podobnie w Warszawie. Nieco wyższe są na wybrzeżu – na Rozewiu średnia prędkość osiąga 5,2 ms⁻¹, próg 5 ms⁻¹ przekracza także na innych stacjach na wybrzeżu (rys.4).

W kontekście zdarzeń ekstremalnych, do których zalicza się silne burze wiatrowe, zdecydowanie ważniejsze są informacje o liczbie dni z wiatrem bardzo silnym oraz o maksymalnych porywach notowanych na poszczególnych stacjach. W przypadku liczby dni z wiatrem bardzo silnym (czyli powyżej 13,9 ms⁻¹) zdecydowanie wyróżniają się obszary górskie oraz wybrzeże. Najwięcej takich dni notuje się na Śnieżce – aż 209, oraz Kasprowym Wierchu – 62 dni. Wyraźnie zwiększona jest liczba takich dni na północy kraju – w Rozewiu 26 dni, w Kołobrzegu - 13, w Koszalinie i Gdańsku – 10.

Największe szkody powodowane są jednak przez porywy wiatru. Jak stanowi instrukcja dla stacji meteorologicznych z 1962 roku, poryw jest nagłym wzrostem prędkości wiatru, który przewyższa o 5 ms⁻¹ średnią prędkość wiatru z ostatnich 10 minut. Według badań H. Lorenc (2012), za wartość graniczną porywu wiatru można przyjąć prędkość 11 ms⁻¹, zaś zagrożenie dla zdrowia ludzi, środowiska oraz własności materialnej może stanowić wiatr, którego prędkość w porywie przekracza 17 ms⁻¹. Na podstawie danych z 39 stacji meteorologicznych stworzona została klasyfikacja maksymalnych prędkości wiatru, która odnosi się do szkód przez niego powodowanych (tab.1).

Klasa	Prędkość wiatru na 10 m n.p.g.		Określenie wiatru	Skutki
	ms ⁻¹	kmh ⁻¹	wiatiu	
Ι	11-16	40-59	porywisty	Zawieje i zamiecie śnieżne. Utrudnienia w swobodzie poruszania się.
II	17-20	60-73	gwałtowny	Łamanie gałęzi, przewracanie znaków, billboardów, utrudnianie poruszania się samochodem.
III	21-24	74-86	wichura	Łamanie konarów, uszkadzanie słabszych konstrukcji, przewracanie lekkich konstrukcji, uszkodzenia dachów.
IV	25-28	87-103	silna wichura	Uszkodzenia budynków, kominów, łamanie i wyrywanie drzew, zrywanie części linii energetycznych.
V	29-32	104-117	wiatr huraganowy	Zniszczenia zabudowań mieszkalnych, obiektów przemysłowych, niszczenie konstrukcji. Uszkadzanie linii energetycznych oraz wyrywanie drzew na znacznych powierzchniach terenu.
VI	powyżej 33	powyżej 118	huragan	
VI-1	33-49	118-178	huragan	Zrywanie dachów, niszczenie mocnych konstrukcji, przewracanie pojazdów. Wyrywanie dużych drzew, niszczenie dużych powierzchni leśnych. Poderwane przedmioty stają się groźnymi pociskami.
VI-2	50-69	179-250	bardzo silny huragan	Ogólne zniszczenia i spustoszenia. Przenoszenie dachów na odległość, całkowite niszczenie lasów, niszczenie solidnych konstrukcji i budynków.
VI-3	70 i więcej	250 i więcej	niszczycielski huragan	Niewyobrażalne zniszczenia. Całkowite spustoszenia lasów, zawalenia wzmacnianych budynków, przewracanie pociągów, porywanie samochodów.

Tab. 1. Prędkości wiatru i szkody charakterystyczne dla poszczególnych klas

Na podstawie: Lorenc 2012, s.16-17. Opracowanie własne.

W ciągu roku kalendarzowego występują dwa okresy, w których notuje się najwyższe porywy wiatru. Pierwszy okres przypada na półrocze zimowe i wiąże się z wędrówką głębokich niżów, które powodują wzrost gradientu ciśnienia nad terytorium Polski, czego efektem jest wystąpienie silnego wiatru. W sprzyjających przypadkach wraz z takimi układami mogą się przemieszczać burze, co jest spotykane szczególnie na dynamicznym froncie chłodnym. Charakterystyczna sytuacja synoptyczna może umożliwić również południkowy przepływ powietrza i powstanie wiatru fenowego. Drugi okres przypada natomiast na miesiące od czerwca do sierpnia. W tym czasie dość licznie występują burze i to one powodują silne porywy wiatru.

W przypadku półrocza chłodnego, w latach 1971-2005 najsilniejsze porywy odnotowano 6.11.1985 w Bielsku-Białej – 48 ms⁻¹ oraz 8.02.1990 w Łebie – 44 ms⁻¹. Maksymalne prędkości wiatru notowane w czasie półrocza ciepłego charakteryzowały się z kolei zdecydowanie mniejszym zasięgiem, choć ich siła była niewiele mniejsza. Najsilniejszy wiatr odnotowano w Warszawie 14.06.1979 – 40 ms⁻¹, niewiele niższe prędkości zmierzono w Kole 17.08.2000 – 35 ms⁻¹ oraz w Mławie 7.08.1971 – 34 ms⁻¹. Zwraca uwagę fakt, że w czasie półrocza ciepłego w Poznaniu maksymalny poryw wyniósł zaledwie 30 ms⁻¹ (20.06.2003), w Toruniu 27 ms⁻¹ (7.06.1998). Maksymalny poryw wiatru o wartości 26 ms⁻¹ zanotowany w Chojnicach (6.04.1975) był jednak związany z głębokim niżem, a nie zjawiskami burzowymi – w ich przypadku maksymalny poryw nie przekroczył 22 ms⁻¹.

Na terenie Polski liczba dni z burzami w ciągu roku jest dość wyraźnie zróżnicowana. Spośród stacji synoptycznych w okresie 1981-2010 najmniej dni z burzą zarejestrowano w Świnoujściu – 14. Więcej było ich w województwach wewnętrznych - w Poznaniu i Chojnicach odpowiednio 20 i 21. Najwięcej dni z burzą występuje na wschodzie i południu – w Warszawie było to średnio 25 dni, w Krakowie – 27, w Kielcach - 31, w Lesku - 35, a na Kasprowym Wierchu aż 37 (rys.5). Zdarzają się jednak lata, kiedy w górach grzmi przez ponad 50 dni w roku, zaś na nizinach ponad 40.



Rys. 5. Średnia roczna liczba dni z burzą w latach 1981-2010 na stacjach synoptycznych I i II rzędu; źródło: Vademecum..., 2013

Statystycznie, średnio w czasie 6-7% dni w ciągu roku odnotowywane jest wystąpienie burzy. Okazuje się więc, że odsetek takich dni nie jest wysoki, w zdecydowanej większości burze przechodzące nad Polską nie stanowią dużego zagrożenia, jedynie lokalnie powodując szkody. Jak pokazują statystyki, burze stanowią jednak jedno z najpoważniejszych zagrożeń meteorologicznych na terenie kraju. Towarzyszą im często opady nawalnego deszczu oraz gwałtowne porywy wiatru, które omówiono powyżej. Warto jednak zwrócić uwagę także na opady gradu, które mogą być czynnikiem powodującym znaczne szkody. W przypadku najgroźniejszych burz szkody są rozprzestrzenione na dużej powierzchni.

2. Charakterystyka zjawisk burzowych

2.1.Zjawisko burzy – definicje i warunki rozwoju

Burza to "zjawisko meteorologiczne, którego główną cechą jest wyładowanie elektryczne oraz towarzyszący temu charakterystyczny grzmot" (*Vademecum*... 2013). Zjawisko to jest związane wyłącznie z chmurami *Cumulonimbus* (rys.6). Burze, a ściślej wyładowania atmosferyczne, są więc zaliczane do grupy elektrometeorów. Wyładowania są widoczne jako krótkotrwały przepływ prądu elektrycznego, który powoduje rozgrzanie powietrza, widoczne poprzez emisję promieniowania widzialnego, a więc światła. Przepływ prądu następuje na skutek dużej różnicy potencjałów elektrycznych, która powinna przekraczać 3·10⁶ Vm⁻¹ (Bodzak 2006). W literaturze opisane zostały różne rodzaje wyładowań, z których największe niebezpieczeństwo stwarzają wyładowania doziemne (ujemne i dodatnie). Jak wykazano w czasie badań, wewnątrz chmury burzowej ładunki są w pewien sposób uporządkowane i ich rozkład charakteryzuje się przewagą ładunków dodatnich w górnej części chmury cumulonimbus i odpowiednio większą ilością ładunków ujemnych w jej dolnej części (Ahrens 2009). Jest to jednak proces bardzo złożony i uzależniony od wielu zmiennych.



Rys. 6. Chmura Cumulonimbus wraz ze smugami opadowymi. Fot. autor

Burzom towarzyszą na ogół intensywne opady deszczu, czasami także gradu (rzadziej śniegu), a także silny wiatr. Przy sprzyjających warunkach meteorologicznych, burza może przybrać postać superkomórki burzowej (str. 26), która przynosi najsilniejsze ze zjawisk burzowych. Silny przepływ wiatru w środkowej troposferze sprzyja z kolei wystąpieniu linii szkwału z gwałtownymi, szeroko rozprzestrzenionymi porywami wiatru (str. 24, 28). Najgroźniejszym ze zjawisk burzowych są tornada, które rozwinąć się mogą przy obecności superkomórki burzowej, niemniej jednak trąby powietrzne towarzyszyć mogą także słabszym burzom, o ile sprzyjają temu warunki w dolnej troposferze. Takie wiry są jednak na ogół słabsze.

Burze są związane z chmurami cumulonimbus, które rozwijają się na skutek procesów konwekcyjnych. Konwekcyjne wznoszenie porcji powietrza jest możliwe przy występowaniu sprzyjającego gradientu termicznego w troposferze umożliwiającego wznoszenie się porcji powietrza z dolnych warstw atmosfery. Swobodna konwekcja występuje przy gradiencie większym niż 0,98°C/100 m (gradient suchoadiabatyczny), co określane jest jako równowaga chwiejna (Surowiecki 2017). Znacznie częściej występuje stan określany mianem równowagi warunkowo chwiejnej. Oznacza to, że porcja powietrza początkowo jest wznoszona i chłodzona do momentu osiągnięcia stanu nasycenia parą wodną (wznoszenie suchoadiabatyczne). Poziom ten określany jest jako konwekcyjny poziom kondensacji (lifted condensation level, LCL). Od poziomu LCL rozpoczyna się wilgotnoadiabatyczne wznoszenie porcji powietrza, przy którym porcja powietrza ochładza się wolniej, gdyż otrzymuje dodatkową energię na skutek kondensacji pary wodnej i wydzielania ciepła utajonego.

Ważnym poziomem jest również poziom swobodnej konwekcji (level of free convection, LFC) i oznacza on wysokość, powyżej której cząstka jest cieplejsza niż otoczenie i następuje jej stałe wznoszenie aż do poziomu równowagi (equilibrium level, EL) (rys.7). Zdarza się, szczególnie w czasie adwekcji gorącego powietrza, że unoszona cząstka powietrza, po osiągnięciu poziomu kondensacji (LCL) natrafia na warstwę hamującą jej ruch. Wówczas niezbędne są procesy wspomagające konwekcję, do których można zaliczyć obecność niżu, orografię bądź konwergencję wiatru w dolnej troposferze. W okresach zalegania powietrza zwrotnikowego zdarza się, że konwekcja jest hamowana przez cały dzień na skutek zalegania inwersji i dopiero w godzinach wieczornych jest możliwe jej pokonanie. Burze mogą mieć wówczas bardzo gwałtowny przebieg, gdyż dochodzi do rozładowania bardzo dużych ilości energii nagromadzonej pod inwersją nakrywającą.



Rys. 7. Charakterystyczne poziomy na podstawie budowy chmury burzowej. LCL – konwekcyjny poziom kondensacji; LFC – poziom swobodnej konwekcji; EL – poziom równowagi; MPL – poziom bezwładnego unoszenia się; opracowanie własne na podstawie: ftp.comet.ucar.edu/ootw/tropical/textbook_2nd_edition/media/graphics/ precip_process_cb_land_static.jpg

Powietrze unoszone w procesie głębokiej, wilgotnej konwekcji (Deep Moisture Convection, DMC) dociera do poziomu równowagi (EL), po czym prędkość unoszonej cząstki gwałtownie spada. Poziom ten związany jest z inwersją występującą w obrębie tropopauzy. W umiarkowanych szerokościach geograficznych jest to wysokość zmienna, silnie uzależniona od pory roku (Ahrens 2009 za: Surowiecki 2017). W porze zimowej znajduje się na wysokości do 7-9 km n.p.m., zaś w okresie letnim może sięgać nawet 12-14 km n.p.m., choć nie jest to równoznaczne z najwyższymi notowanymi wysokościami chmur burzowych w Polsce – te osiągały nawet do 15-17 km wysokości.

Rozwój burzy jest możliwy tylko wówczas, gdy konwekcja jest na tyle głęboka, że chmura burzowa może osiągnąć wysokość dostateczną do wygenerowania wyładowań atmosferycznych. Nie każda komórka konwekcyjna jest do tego zdolna, rozwój znacznej części kończy się na etapie komórki opadowej, niemniej jednak każda komórka opadowa jest związana z chmurą Cumulonimbus (Surowiecki 2014).

Rozwój komórki konwekcyjnej można podzielić na kilka ważnych etapów (rys.8). Najpierw dochodzi do silnego rozwoju chmury kłębiastej i dominują prądy wstępujące. Pojawienie się opadów sygnalizuje powstanie prądu zstępującego i oznacza fazę dojrzałą komórki burzowej, w czasie której w chmurze obecny jest prąd wstępujący, transportujący ciepłe i wilgotne powietrze, oraz prąd zstępujący przynoszący opady i powietrze ochłodzone w górnych warstwach troposfery. Strefa najsilniejszych opadów określana jest jako rdzeń komórki burzowej. Początkowo wierzchołki chmury zaczynają być wygładzone (Cumulonimbus calvus), zaś spłaszczenie górnej części chmury i powstanie kowadła (Cumulonimbus capillatus incus) świadczy o osiągnięciu górnej części troposfery. Po fazie dojrzałej rozpoczyna się zanik komórki burzowej, na którym to etapie zdecydowanie dominują prądy zstępujące, tłumiące proces konwekcji. Cały proces trwa około 30-90 minut i dotyczy pojedynczej komórki burzowej. W przypadku zorganizowanych form burz czas trwania może być zdecydowanie dłuższy, a poszczególne etapy rozwoju mogą się stanowczo różnić (ibidem).



Rys. 8. Fazy rozwoju komórki burzowej. Opracowanie własne na podstawie: http://www.geo.brown.edu/research/Hydrology/ge04_Floods_and_Droughts/Content/Im age35.gif

Przy organizacji burz dużą rolę odgrywa wiatr wiejący z różnych kierunków z różną prędkością na kolejnych poziomach troposfery. Szczególnie istotne w kontekście prognozowania są jego zmiany pomiędzy poziomami, a więc uskok prędkościowy (różnica w prędkości pomiędzy poziomami) oraz uskok kierunkowy (zmienność

kierunku). Najważniejsze są uskoki w dolnej części troposfery oraz pomiędzy troposferą dolną a środkową. Informacje na ich temat są pozyskiwane dzięki sondowaniom atmosfery. Uskok prędkościowy jest wyrażony w ms⁻¹ i najczęściej jest liczony pomiędzy poziomami 0-1 km i 0-6 km. Jest to parametr wind shear i jest podawany wraz z podaniem wysokości wykorzystanych do jego wyliczenia. Z uskokiem kierunkowym jest z kolei związany parametr Storm Relative Helicity (SRH), wyliczany najczęściej pomiędzy wysokościami 0-1 km i 0-3 km. Tym wyższe wartości przyjmuje, im bardziej zaznacza się skręt kierunku wiatru wraz ze wzrostem wysokości.

2.2.Podział burz

Burze mogą występować w bardzo zmiennych warunkach. Z tego względu przyjmować mogą bardzo zróżnicowane formy, które są zależne głównie od wartości chwiejności oraz przepływu powietrza w atmosferze, jednak czynników wpływających na ich rozwój jest zdecydowanie więcej. Najprostszy podział burz tworzy dwie główne grupy tych zjawisk:

- burze wewnątrzmasowe,

- burze frontowe.

Burze wewnątrzmasowe rozwijają się wewnątrz jednorodnej masy powietrza. Burze termiczne są związane z procesem wznoszenia gorącego, wilgotnego powietrza zalegającego przy powierzchni ziemi. Występują w ciepłej porze roku, najczęściej w masach powietrza napływających z południa lub południowego wschodu. Najgwałtowniejsze zjawiska związane są z masą powietrza zwrotnikowego morskiego, które jest skrajnie niestabilne i powodować może szereg gwałtownych zjawisk. Konwekcja rozwijać się może wówczas przez całą dobę przy wysokiej temperaturze powietrza. Adwekcja takiej masy powietrza następuje jednak rzadko. Burze termiczne mogą jednak rozwijać się także wewnątrz ciepłej masy powietrza polarnego, które zalega nad Polską przez większą część roku. Najczęściej rozwijają się one nad obszarami górskimi, gdzie czynnikiem wspomagającym konwekcję jest ukształtowanie terenu. Zazwyczaj występują w postaci pojedynczych komórek burzowych i mają dość krótki czas trwania, zaś czas ich występowania przypada na popołudnie oraz wieczór (Surowiecki 2017).

Burze adwekcyjne rozwijają się natomiast wewnątrz chłodnej masy, zazwyczaj po przejściu frontu chłodnego. Dochodzi wówczas do adwekcji chłodnego powietrza – najczęściej jest to chłodne powietrze polarne morskie bądź powietrze arktyczne. Dolna troposfera jest wówczas nagrzewana od powierzchni ziemi, zaś na wyższych poziomach dochodzi do adwekcji powietrza wychłodzonego, co skutkuje pojawieniem się dużego pionowego gradientu temperatury. Ich cechą charakterystyczną jest krótki czas trwania i zazwyczaj mniejsza intensywność w porównaniu z burzami w ciepłej masie powietrza. Dodatkowo możliwe jest przejście wielu burz tego typu nad danym miejscem w dość krótkim czasie. Najefektowniejszy przykład tego typu burz to konwekcja nad zbiornikiem wodnym, co nazywane jest efektem jeziora bądź efektem morza. Napływ zimnego powietrza nad ciepłe wody powoduje wzmożone parowanie i silne opady konwekcyjne na wybrzeżu. Szczególnie duże utrudnienia może przynosić zimą, powodując bardzo duże opady śniegu wraz z wyładowaniami atmosferycznymi.

Burze frontowe rozwijają się w strefach frontów atmosferycznych, a więc na granicy dwóch odmiennych mas powietrza. Dochodzi wówczas często do rozwoju gwałtownych zjawisk, którym sprzyja zwiększony przepływ powietrza oraz zmienność kierunku wiatru wraz ze wzrostem wysokości. Przy współobecności dużej chwiejności termodynamicznej oraz nasilonych uskoków wiatru może dojść do rozwoju rozległych, długotrwałych burz, które przynoszą wiele szkód na całej trasie swojego przechodzenia.

Burze można podzielić także według formy ich organizacji. Najprostszą, a zarazem najpopularniejszą formą jest pojedyncza komórka burzowa. Na ogół jej żywotność nie przekracza 30-60 minut, a najgroźniejszym zjawiskiem, ze względu na zdarzające się przy tego typu burzach wolne tempo przemieszczania się, mogą być nadmierne opady deszczu prowadzące do podtopień. Poza tym mogą jej towarzyszyć również opady gradu, silny wiatr oraz trąby powietrzne o charakterze trąby lądowej (landspout).

Burze wielokomórkowe charakteryzują się obecnością wielu obszarów silnych opadów (rdzeni burzowych) w obrębie kompleksu chmur burzowych. Trwałość poszczególnych ośrodków może być zbliżona do pojedynczej komórki burzowej, niemniej jednak układ jako całość może trwać przez wiele godzin i przynosić znaczne opady deszczu oraz inne groźne zjawiska. Szczególnie niebezpieczny jest układ training storms, a więc sytuacja, przy której nad danym miejscem wielokrotnie przechodzą rdzenie chmur burzowych, a sumy opadów osiągają znaczne wartości. Układy wielokomórkowe duże zagrożenie mogą stanowić szczególnie w górach i na terenach miejskich, a więc na obszarach o ograniczonej przepuszczalności i retencji, co może prowadzić do nagłych wezbrań.

Układy liniowe rozwijają się przy znacznym przepływie powietrza w troposferze. Mogą być obserwowane przez cały rok - w porze zimowej szczególnie popularne są przy przechodzeniu frontów chłodnych związanych z głębokimi niżami. W sezonie letnim burze mogą występować na wszystkich rodzajach frontów (ciepłe, okluzji, chłodne), jednak najgwałtowniejsze występują na tym ostatnim rodzaju frontu, szczególnie na jego szybkiej odmianie (katafront chłodny). Rozgrzane, chwiejne powietrze jest wówczas bardzo szybko wypierane, co prowadzi do szybkiego rozwoju konwekcji i pojawienia się dość krótko trwających, ale silnych burz. Bardzo często do rozwoju gwałtownych burz dochodzi także kilkadziesiąt kilometrów przez czołem frontu na przedfrontowej strefie konwergencji i również te burze charakteryzują się dużą gwałtownością. Burza wielokomórkowa bądź układ liniowy może przybrać formę zorganizowanego układu konwekcyjnego. Mianem mezoskalowego układu konwekcyjnego (*Mesoscale Convective System*, MCS) określa się rozległą burzę, która zajmuje znaczną powierzchnię i trwa nieprzerwanie przez wiele godzin. Mezoskalowy kompleks konwekcyjny (*Mesoscale Convective Complex*, MCC) jest natomiast układem o zdecydowanie precyzyjniej określonych kryteriach. Należy do nich zaliczyć nieprzerwane trwanie przez co najmniej 6 godzin, zaś temperatura wierzchołków musi wynosić przynajmniej -32°C bądź niżej na obszarze co najmniej 100 000 km². Na powierzchni 50 000 km² i więcej notuje się zaś temperaturę -52°C bądź niższą. Sam układ powinien mieć owalny kształt, ze stosunkiem osi krótszej do dłuższej nie mniejszym, niż 0,7 (*Glossary...* 2000).

Najgroźniejszym rodzajem burzy jest superkomórka burzowa. Do jej rozwoju niezbędne są odpowiednie warunki meteorologiczne - zaliczyć należy do nich przede wszystkim znaczny kierunkowy i prędkościowy uskok wiatru oraz przynajmniej umiarkowaną energię potencjalnie dostępną drogą konwekcji – wyrażaną parametrem określanym skrótem CAPE. Superkomórce burzowej nieodłącznie towarzyszy mezocyklon, czyli rotujący, wstępujący prąd powietrza. Jego siła jest na ogół na tyle duża, że dochodzi do przebicia górnej granicy troposfery w postaci wypiętrzenia ponad kowadło chmury burzowej (*overshooting top*) (rys.9).



Rys. 9. Struktura superkomórki burzowej. Objaśnienia: wall cloud – chmura stropowa, warm moist updrafts – ciepłe, wilgotne prądy wstępujące, cold downdrafts – zimne prądy zstępujące; anvil – kowadło; overshooting top – wierzchołek przebijający kowadło; heavy rain – silny deszcz; gust front – front szkwałowy; źródło: http://www.drdiagram.com/wp-content/uploads/2017/02/templates-tornado-supercell-diagram-tornado-supercell-diagram-tornado-supercell.jpg

Cyrkulacja powietrza wewnątrz takiej burzy jest ściśle uporządkowana, dochodzi do odseparowania prądów wstępujących i zstępujących (rys.10). Dzięki temu burza może trwać przez wiele godzin i przemieścić się na bardzo duże odległości. Z superkomórkami są związane silne wiatry zarówno o charakterze wirowym (tornada), jak i prostoliniowym (*downburst*). Silny i długotrwały prąd wznoszący umożliwia również długotrwałe podtrzymywanie hydrometeorów w atmosferze, czego skutkiem jest wzrost średnicy gradzin do znacznych wartości. Następstwem jest powstawanie opadów dużego gradu, którego średnica może w sprzyjających warunkach przekroczyć nawet 8-10 cm.



Rys. 10. Przekrój poziomy przez superkomórkę burzową wraz z zaznaczonymi prądami. Updraft – prąd wstępujący; Inflow – strefa napływu ciepłego powietrza; Forward Flank Downdraft (FFD) – przedni prąd zstępujący; Rear Flank Downdraft (RFD) – tylny prąd zstępujący;

źródło: i.pinimg.com/originals/26/8b/e8/268be87348e293f8fcdd8bf84daa2403.jpg



Rys. 11. Superkomórka burzowa z doskonale zaznaczoną podstawą prądu wstępującego (wall cloud) oraz strefą prądu zstępującego z ulewnymi opadami (downdraft, FFD); fot. autor

Burzy może towarzyszyć silny wiatr prostoliniowy. Najgroźniejsze porywy (nawet o sile huraganu) są związane ze zjawiskiem *downburst* i mogą towarzyszyć zarówno pojedynczym komórkom burzowym, superkomórkom, jak i liniom szkwału w układach konwekcyjnych. W każdym z przypadków zjawisko wyróżnia się jednak innym czasem trwania. Silne porywy wiatru o dużej sile, ale mniejszej skali niż przy zjawisku downburst, są określane jako microburst (rys.12).



Rys. 12. Rozwój zjawiska downburst; źródło: e-education.psu.edu/meteo3/sites/ www.eeducation.psu.edu.meteo3/files/images/lesson9/microburst_stages.png

Downburst po raz pierwszy został zaobserwowany i opisany w latach 70. XX w. na terenie Stanów Zjednoczonych (Fujita, Byers 1977). Jest zjawiskiem silnego i niszczącego wiatru, związanego z prądem zstępującym. Prąd zstępujący gwałtownie uderza o podłoże, po czym rozchodzi się we wszystkich kierunkach ze znaczną prędkością, powodując przy tym szkody o charakterze katastrofalnym (Popławska 2016). Zjawisko to może przyjmować zróżnicowany zasięg przestrzenny. *Downburst* o zasięgu poniżej 4 km jest określany mianem *microburst*, zaś powyżej 4 km – jest nazywany *macroburst* (*Glossary*... 2000).

2.3.Zjawisko derecho

Derecho jest zjawiskiem, którego niszczące efekty są widoczne na dużej powierzchni, nad którą przechodził układ konwekcyjny. Pomimo, że kryteria jego oceny opracowane zostały na podstawie zjawisk występujących w Stanach Zjednoczonych, to zjawisko występuje także na terenie Europy Środkowej, w tym na obszarze Polski. Niewątpliwie stanowi przykład zjawiska ekstremalnego, przechodzącego nad obszarem naszego kraju średnio co kilka lat.

2.3.1. Dotychczasowe badania

Zjawisko derecho jest szczególnym przykładem niszczącej działalności wiatrów prostoliniowych związanych z mezoskalowym układem konwekcyjnym (MCS) bądź mezoskalowym kompleksem konwekcyjnym (MCC). Sam termin został zaproponowany po raz pierwszy w roku 1888 przez Gustava Hinricha. Określono nim "długo istniejące i rozległe układy konwekcyjne, które przynoszą silny wiatr wiejący w linii prostej i powodujący ogromne szkody porównywane z tymi będącymi skutkiem działalności trąb powietrznych" (Celiński-Mysław, 2014, s.22). Badania nad zjawiskiem rozpoczęły się jednak dopiero w XX wieku, a ich efektem było określenie dokładnych kryteriów oceny zjawiska. Kryteria oceny zjawiska derecho zostały stworzone w 1981 roku przez Fujitę i Wakimoto oraz w 1987 roku przez Johnsa i Hirta. Powstała wówczas lista 6 wytycznych, których spełnienie pozwalało na określenie danej burzy mianem *derecho*.

Badania nad zjawiskiem były kontynuowane. Na podstawie dalszych badań wprowadzane były także modyfikacje kryteriów oceny zjawiska derecho. Dokonali tego między innymi Bentley i Mote (1998), Evans i Doswell (2001), a także Coniglio i Stensrud (2004). Zmiany kryteriów bądź ograniczania ich liczby argumentowano potrzebą uproszczenia analizy – ze względu na naturę tego zjawiska, obejmowało ono oddziaływaniem duży teren, przez co ilość danych, które należało później przeanalizować, była bardzo duża. Bentley i Mote (1998) wprowadzili przykładowo rezygnację z kryterium czwartego (a więc o przynajmniej trzech punktach z wiatrem przekraczającym 33 ms⁻¹). Evans i Doswell (2001) zaproponowali z kolei dodanie kryterium rozciągłości osi małej na co najmniej 74 km.

Znaczną część badań nad zjawiskiem derecho obejmują analizy poszczególnych przypadków wystąpienia zjawiska w Stanach Zjednoczonych oraz w Europie. Z terenu Ameryki Północnej przeanalizowane zostały między innymi zdarzenia z 1994 roku

(Corfdi i in. 2016) oraz wyjątkowo silne derecho z 2009 roku wraz z mezoskalowym wirem konwekcyjnym (Evans i in. 2013). Powstały także artykuły na temat wielu zdarzeń z terenu Europy, aczkolwiek w przypadku tego kontynentu należy wskazać na zdecydowaną dominację prac będących właśnie analizą konkretnych przypadków derecho. Wśród przypadków, które zyskały zainteresowanie naukowców, znalazły się: układ burzowy z Berlina z 2002 roku (Gatzen 2003), derecho z Finlandii (Punkka i in. 2006), nawałnica z Belgii (Hamid 2011) oraz przypadki z chłodnego półrocza (Gatzen, Pucik 2010). Wśród polskich prac, do najważniejszych należy zaliczyć: analizę wybranych przypadków derecho z terenów Polski z lat 2007-2012 (Matuszko, Celiński-Mysław 2014), charakterystykę nawałnicy z 2002 roku (Walczakiewicz, Ostrowski 2010) oraz z 2009 roku (Ostrowski, Surowiecki 2010). Cenny jest także przekrojowy artykuł, przedstawiający aktualny stan badań nad tym zjawiskiem (Celiński-Mysław 2014).

2.3.2. Kryteria klasyfikacji zjawiska

Na kryteria klasyfikacji zjawiska jako derecho składają się zarówno dane o wietrze, jak i informacje przestrzenne czy czasowe. Kolejno, według klasyfikacji Johnsa i Hirta (1987) są to:

- rozciągnięcie głównej osi derecho na co najmniej 400 km, a w wielu miejscach zanotowanie porywów wiatru ponad 26 ms⁻¹;
- chronologia czasowa wszystkich raportów o silnym wietrze i szkodach;
- przerwy pomiędzy kolejnymi raportami nie dłuższe, niż 3 godziny;
- pojawienie się porywów o prędkości co najmniej 33 ms⁻¹ bądź zniszczeń klasyfikowanych na co najmniej F1 w 3 miejscach oddalonych od siebie o 64 km bądź więcej;
- mezoskalowy układ konwekcyjny (MCS) musi charakteryzować się ciągłością przestrzenną oraz czasową;
- zniszczenia muszą być wywołane przez ten sam MCS.

Kryteria są więc różnicowane i odnoszą się nie tylko do prędkości wiatru, ale i zniszczeń. Kolejni badacze zjawiska modyfikowali poszczególne składowe zaproponowanej klasyfikacji. W 1998 roku ich zmianę zaproponowali Bentley i Mote, rezygnując z kryterium czwartego, a także zmieniając kryterium trzecie oraz piąte. Dopuścili oni także inną metodę kontroli, czy zniszczenia zostały wyrządzone przez jeden układ konwekcyjny. Zamiast weryfikacji danych radarowych, wykonywano ją poprzez sporządzenie mapy raportów o zniszczeniach wraz z czasem ich wystąpienia. 3 lata później (2001) pojawiła się także modyfikacja pierwszego kryterium. Evans i Doswell dodali wymóg określonej rozpiętości krótszej z osi derecho, a także brak związku z formacją tropikalną (cyklon, huragan), co choć wydaje się być oczywiste, nie zostało wcześniej jasno zdefiniowane.

2.3.3. Rodzaje i warunki sprzyjające wystąpieniu derecho

W czasie badań nad zjawiskiem stwierdzone zostały różne rodzaje derecho. W literaturze wyróżniane są 3 rodzaje zjawiska derecho:

- derecho seryjne (serial derecho),
- derecho progresywne (progressive derecho),
- derecho hybrydowe (hybrid derecho).

Każdy z rodzajów wiąże się z określonymi warunkami synoptycznymi występującymi na danym terenie (rys.13). Derecho seryjne jest układem występującym na linii frontu chłodnego, który to jest z kolei związany z szybko wędrującym ośrodkiem niskiego ciśnienia. W takich warunkach możliwe jest wystąpienie dwóch bądź więcej sygnatur bow echo. Sam układ jest zaś napędzany przez górnotroposferyczny prąd strumieniowy, którego przebieg przecina strefę frontową, zaś w dolnej troposferze w strefie przedfrontowej następuje adwekcja ciepłego powietrza. Derecho progresywne jest z kolei układem konwekcyjnym, który zawiera wbudowaną jedną sygnaturę bow echo. Do rozwoju tego rodzaju zjawiska dochodzi przy przepływie powietrza równoległym do linii quasi stacjonarnego frontu atmosferycznego bądź w strefie zbieżności wiatrów. Przepływ równoległy do frontu uwarunkowany jest występowaniem górnotroposferycznego prądu strumieniowego. Trzeci z wyróżnianych rodzajów derecho łączy cechy dwóch powyżej omówionych.



Rys. 13. Rodzaje derecho: seryjne (serial) oraz progresywne (progressive); źródło: spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/images/Jet_Stream_figs/derecho_serialand progressivehoriz.png

Na początku XXI w. opublikowany został także drugi podział zjawisk derecho, który wykonany został przez Evansa i Doswella w 2001 r. Został on przygotowany na podstawie warunków występujących w atmosferze, a pod uwagę wzięto uskoki wiatru oraz chwiejność. Na tej podstawie wyróżnione zostały:

- derecho ze słabym wymuszeniem (weak forcing derecho)
- derecho z silnym wymuszeniem (strong forcing derecho)
- derecho hybrydowe (hybrid derecho)

Derecho ze słabym wymuszeniem rozwija się najczęściej w ciepłym półroczu. Do jego rozwoju dochodzi w warunkach wysokiej temperatury i dużej wilgotności powietrza, a więc w środowisko dużej chwiejności termodynamicznej. Uskoki wiatru są jednak słabe, wyraźnie niższe porównując je z warunkami towarzyszącymi derecho z silnym wymuszeniem. Najczęściej w środowisku słabego wymuszenia powstaje derecho progresywne. Znacznie dynamiczniejszymi układami są derecho rozwijające się przy silnym wymuszeniu. Chwiejność może być niska, jednak na skutek dynamicznego przepływu powietrza, najczęściej w obecności aktywnego ośrodka niżowego, dochodzi do rozwoju procesów konwekcyjnych, szczególnie na chłodnym froncie atmosferycznym. Zjawiska tego rodzaju mogą występować przez cały rok i najczęściej są to derecho typu seryjnego.

2.3.4. Wybrane wystąpienia zjawiska derecho w Polsce w XXI wieku

Na obszarze Polski w XXI w. stwierdzono co najmniej kilka wystąpień zjawiska *derecho*. Zdecydowana większość z nich sklasyfikowana została jako derecho progresywne, jednak zarejestrowane zostało wystąpienie takiego zjawiska także w styczniu, w warunkach jednoznacznie korzystnych dla rozwoju derecho seryjnego. Analizując przypadki wystąpienia rozległych układów konwekcyjnych na terenie Polski można dojść do wniosku, iż najczęściej występowały one przy zaleganiu masy powietrza o bardzo dużej chwiejności termodynamicznej, a także przemieszczaniu się chłodnej części pofalowanego frontu atmosferycznego przy wyraźnie nasilonych uskokach wiatru pomiędzy warstwą przyziemną a wyższymi poziomami troposfery.

Jeden z najsilniejszych układów przetoczył się 4 lipca 2002 r. przez obszar Puszczy Piskiej. Zniszczeniu uległo wówczas aż 3,3 mln m³ drzew i była to wówczas największa klęska żywiołowa w historii polskiego leśnictwa.

Kolejny silny układ liniowy przetoczył się 19 stycznia 2007 r. południową częścią Polski w czasie przechodzenia chłodnego katafrontu związanego z głębokim ośrodkiem niżowym "Cyryl". Było to najsilniejsze zarejestrowane derecho nad Europą, które powstało w chłodnym półroczu. Czynnikiem decydującym okazał się być potężny przepływ powietrza i dynamiczne wymuszanie prądów wstępujących. W czasie przejścia burzy zanotowano bardzo silne porywy wiatru, które przekraczały w wielu miejscach 30 ms⁻¹, zaś w Płocku osiągnęły aż 38 ms⁻¹ (co jednak nie było związane bezpośrednio z burzą). Zanotowano także przejście trąby powietrznej.

Układ derecho o bardzo dużym zasięgu przestrzennym, kiedy to chmury przykryły przeszło połowę terytorium Polski wystąpił także 23 lipca 2009 r.. Najsilniejsze porywy zanotowano wówczas nad Dolnym Śląsku, a jednym z poważniej poszkodowanych miast była Legnica – poryw tam zanotowany wyniósł 129,7 kmh⁻¹. W kolejnych godzinach przetoczył się przez Wielkopolskę i Opolszczyznę, Ziemię Łódzką po Mazowsze i Świętokrzyskie.

Ostatni silny układ sklasyfikowany jako derecho wystąpił z kolei 19 lipca 2015 r. Szkody zanotowano w pasie od województw lubuskiego i wielkopolskiego przez łódzkie i kujawsko-pomorskie aż po warmińsko-mazurskie i mazowieckie. Prawdopodobne jest, iż układowi temu towarzyszyła krótkotrwała trąba powietrzna, ale zjawisko nie zostało ostatecznie jednoznacznie sklasyfikowane.

3. Prognozowanie i monitoring burz

3.1. Radiosondaże oraz wybrane parametry

Wskaźniki wykorzystywane przy badaniach nad zjawiskami konwekcyjnymi można podzielić na trzy główne grupy – wskaźniki termodynamiczne, wskaźniki kinematyczne oraz wskaźniki kompozytowe. Badania nad nimi sięgają drugiej połowy XIX w., chociaż dopiero w latach 30-tych XX w. Normand scharakteryzował energię dostępną drogą konwekcji oraz energię hamującą procesy konwekcyjne. Wskaźniki można także podzielić według poziomów, do których są odnoszone – wyróżnia się więc wyliczane z poziomu ziemi (Surface based, SB), wyliczane na podstawie najbardziej niestabilnej cząstki (most unstable, MU) oraz cząstki uśrednionej (mean layer, ML).

Aby wyliczyć aktualne wartości poszczególnych parametrów w zadanej lokalizacji, niezbędne jest wykonanie sondowania atmosfery, które pozwala na zmierzenie temperatury, wilgotności oraz prędkości wiatru na poszczególnych warstwach. Na terenie Polski sondaże aerologiczne wykonywane są na trzech stacjach – w Legionowie, w Łebie oraz we Wrocławiu. Do analizy wykorzystane zostały jednak również sondaże z państw sąsiadujących z Polską – pomiary wykonano w Pradze, w Prostejovie (Czechy), w Popradzie (Słowacja) oraz w Kaliningradzie (Rosja).

Na diagramie aerologicznym, który jest graficzną wizualizacją wyników sondowania atmosfery, można odczytać poszczególne parametry. Wśród nich najważniejsze to temperatura powietrza (a więc krzywa stratyfikacji), temperatura punktu rosy oraz prędkość wiatru na poszczególnych poziomach. Następnie możliwe jest wyliczenie takich wskaźników, jak: poziom kondensacji wymuszonej (Lifted Condensation Level, LCL), poziom konwekcji swobodnej (Level of Free Convection) oraz poziom równowagi (Equilibrium Level, EL), parametrów termodynamicznych, kinematycznych oraz kompozytowych (rys.14). Poniżej omówiono krótko najważniejsze z nich – szersze omówienie poszczególnych wskaźników można znaleźć w literaturze dotyczącej gwałtownych zjawisk konwekcyjnych (m.in. Popławska 2016).



Rys. 14. Oznaczenie podstawowych parametrów konwekcyjnych na sondażu aerologicznym. LCL – konwekcyjny poziom kondensacji; LFC – poziom swobodnej konwekcji; CIN – warstwa hamująca; CAPE – potencjalna energia chwiejności dostępna drogą konwekcji; EL – poziom równowagi; opracowanie własne z wykorzystaniem Sounding Decoder 2014

LCL – Lifted Condensation Level

Poziom kondensacji wymuszonej wyrażany jest w metrach i oznacza wysokości, w której unoszona cząstka powietrza osiąga stan nasycenia parą wodną i rozpoczyna się jej kondensacja. Do poziomu LCL cząstka odchładza się suchoadiabatycznie, powyżej tego poziomu już wilgotnoadiabatycznie. Niewielkie wartości wskaźnika LCL oznaczają wysoką wilgotność względną warstwy przyziemnej i notowane są zazwyczaj nocami oraz przy zaleganiu niskich chmur (Groenmeijer, van Delden 2007). Duże wartości oznaczają z kolei niedosyt wilgoci w warstwie przyziemnej, a wartości ponad 2000 m mogą utrudniać rozwój chmur burzowych. Jednocześnie rośnie wówczas ryzyko wystąpienia silnych porywów wiatru.
LFC – Level of free Convection

Swobodna konwekcja występuje, gdy unosząca się cząstka powietrza stale, swobodnie będzie poruszać się w górę. W przypadku frontów szkwałowych oraz układów konwekcyjnych, relatywnie niewielkie wartości LFC będą sprzyjać rozwojowi nowych ośrodków burzowych. Z kolei im bliżej jest położony poziom LFC oraz LCL, tym łatwiej rozwija się konwekcja.

EL - Equilibrium Level

Jest to poziom równowagi, czyli teoretyczna wysokość, na której wznosząca się cząstka powietrza traci zdolność dalszego wznoszenia i prądy wstępujące zostają stopniowo zahamowane. Nie jest to jednak równoznaczne z poziomem wierzchołka chmury burzowej – w przypadku silnych prądów wstępujących może się on znajdować wyraźnie wyżej.

MPL – Maximum Parcel Level

Jest to wysokość powyżej poziomu równowagi, do którego może unieść się cząstka wykorzystując prędkość nabytą w czasie swobodnej konwekcji. Poziom ten może w sprzyjających warunkach przekroczyć poziom równowagi nawet o 1-3 km (Popławska 2016). Dość często jednak znajduje się on powyżej tropopauzy, która powoduje całkowite wyhamowanie wznoszonego powietrza.

CAPE – Convective Available Potential Energy

Wskaźnik ten opisuje, jaką ilość energii może nabrać masa powietrza unoszona w atmosferze. Wartości dodatnie wskazują, że w pewnej warstwie unoszona cząstka będzie cieplejsza niż otoczenie i będzie podlegać procesowi swobodnej konwekcji. Wykorzystywany jest też wskaźnik informujący o potencjalnej energii prądów zstępujących, które przyczyniają się do występowania silnych porywów wiatru, określany jako downdraft CAPE (DCAPE).

CIN – Convective Inhibition

Jest to wskaźnik informujący o energii, która hamuje konwekcję. Przyjmuje on wartości ujemne i możliwy jest także do odczytania z diagramu aerologicznego. W praktyce jej występowanie oznacza, iż poziom konwekcji swobodnej (LFC) znajduje się wyżej niż poziom kondensacji (LCL).

3.2. Radary meteorologiczne

Jednym z najważniejszych narzędzi teledetekcyjnego monitoringu troposfery są radary meteorologiczne. Radar (*radio detection and ranging*) wykorzystuje zjawisko odbijania fali elektromagnetycznej od obiektów zawieszonych w atmosferze. W meteorologii radary na szerszą skalę zaczęły być wykorzystywane w latach 50-tych XX wieku, wcześniej służyły do celów wojskowych i lotniczych. Doprowadziło to do wzrostu możliwości pozyskiwania danych o aktualnej sytuacji meteorologicznej w sposób zdalny.





Radar meteorologiczny składa się z dwóch najważniejszych elementów – nadajnika i anteny (odbiornika). Fala elektromagnetyczna docierająca z radaru do hydrometeorów powoduje wypromieniowanie przez nie fali zwrotnej, która jest odbierana przez antenę w postaci echa radarowego (Tuszyńska 2011). Impuls radiowy wysyłany z radaru trwa bardzo krótko i odbywa się w ściśle zadanym azymucie i wysokości. Po napotkaniu przeszkody, sygnał zostaje odbity i powraca do radaru. Cechą wiązki emitowanej przez nadajnik jest jej duża koncentracja. Ma ona kształt stożkowy, więc jej przekrój wzrasta wraz z oddalaniem się od radaru, co powoduje spadek energii, a wskutek tego osłabienie sygnału (rys.15). Dzięki temu, że cząsteczki zawieszone w atmosferze odbijają tylko

część promieniowania, możliwe jest wykonanie skanowania w formie trójwymiarowej i zazwyczaj również obserwację dalszych obiektów, nie tylko tych najbliższych.

Współcześnie dane radarowe umożliwiają pozyskanie bardzo wielu informacji dotyczących zjawisk meteorologicznych. Dane dotyczą ilości i wielkości hydrometeorów zawieszonych w powietrzu (czyli odbiciowość), jak i prędkości przemieszczania się cząsteczek względem radaru (wiatr radialny). Pozwalają one na bezpośrednie i pośrednie określenie intensywności zjawisk towarzyszących.

Dane o odbiciowości radarowej bazują na zależności opisującej powierzchnię skuteczną kropli wody od jej średnicy, czego rezultatem było opisanie zależności mocy echa radarowego od średnic kropli i ich liczby i objętości chmury (Tuszyńska 2011 za: Popławska 2016). Odbiciowość radarowa (oznaczana w literaturze jako Z) dzięki przekształceniom powyższych zależności, została opisana jako suma szóstych potęg średnicy kropel zawartych w danej objętości. Ze względu na bardzo dużą rozpiętość tej skali, sprowadzono jednostkę odbiciowości dBZ, która jest skalą logarytmiczną przeliczaną na zasadzie zależności 10 log Z = 1 dBZ. Odbiciowość określa więc ilość promieniowania elektromagnetycznego odbitego od hydrometeorów i jest ona tym wyższa, im więcej hydrometeorów i innych cząsteczek jest zawieszonych w atmosferze, bądź im większej są one średnicy.

W Polsce od lat 90-tych funkcjonuje system Polskiej Sieci Radarowej POLRAD. Zarządzany jest on przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, w ramach którego funkcjonuje Centralny Radarowy Ośrodek Operacyjny z siedzibą w Warszawie. Składa się on z 8 radarów, rozmieszczonych na terenie całego kraju (rys. 16). Radary wchodzące w skład sieci wykonują dwa rodzaje skanowań – skanowanie klasyczne, o promieniu 250km oraz skanowanie dopplerowskie o mniejszym zasięgu, do 125km (rys.16).



Rys. 16. Lokalizacja radarów meteorologicznych oraz zasięg skanowania dopplerowskiego (125 km); opracowanie własne

Funkcjonowanie radarów opiera się na efekcie odbicia fali. Obliczając różnicę pomiędzy sygnałem wysłanym przez nadajnik, a odebranym przez antenę, możemy obliczyć jaka jest odbiciowość. Zależy ona jednak również od wielu innych parametrów, obecności zakłóceń czy też obiektów tłumiących fale radarowe, do których można zaliczyć również bardzo silne opady deszczu czy burze gradowe. Dzięki wykorzystaniu określonej długości fali, radar nie wykrywa hydrometeorów o małej średnicy, które budują chmury nie dające opadów atmosferycznych.

Drugim z podstawowych produktów radarowych, dostępnych w radarach dopplerowskich, jest prędkość radialna wiatru (Szturc 2004). Wysłana fala zmienia swoją częstotliwość przy określonym kierunku i prędkości hydrometeoru. Zmiana częstotliwości jest więc przeliczana przy pomocy określonych algorytmów na prędkość wiatru. Na tej podstawie określa się kierunek wiatru oraz jego prędkość względem radaru.

Skanowanie odbywa się na 10 elewacjach, czyli kątach położenia anteny w czasie tworzenia zobrazowania radarowego. Najniższy kąt skanowania wynosi 0,5°. Na skutek krzywizny Ziemi, wysokość najniższej wiązki radarowej systematycznie wzrasta przy oddalaniu się od radaru (Tuszyńska 2003). Dane są gromadzone w formie przestrzennej (skanowanie objętościowe), a więc obejmują całą przestrzeń wokół radaru według zadanych parametrów. Następnie ze zbiorczych danych przestrzennych możliwe jest generowanie kolejnych produktów. Poniżej zawarte zostały najważniejsze produkt radarowe, generowane przez IMGW (Tuszyńska 2011). Wykorzystana w nich skala barwna odpowiada poniższym wartościom odbiciowości (Z) oraz natężenia opadu (R) (rys.17).

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej od niedawna udostępnia wybrane, podstawowe produkty radarowe na bieżąco. Są to CMAX, PCAPPI (z wysokości 1km), SHR (zsumowany opad w godzinę), intensywność opadu oraz prawdopodobieństwo opadów gradu (ZHAIL).

Kolor												
Opis opadu	Słaby				Średni		Silny	Bardzo silny	Intensywny	Ekstremalny - grad		
R [mm/h]	0,07	0,15	0,3	0,6	1,3	2,7	5,6	11,5	23,7	48,7	100	205
Z [dBZ]	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60

Rys. 17. Skala barwna wykorzystywana w produktach IMGW-PIB; źródło: pogodynka.pl

3.2.1. Wybrane produkty radarowe

CMAX (Maksymalna odbiciowość – Column Maximum Reflectivity) – jest to produkt, który prezentuje najwyższą odbiciowość w kolumnie nad danym punktem (rys.18). Powstaje dzięki algorytmowi wyszukującemu maksymalną odbiciowość w całym pionowym profilu, która następnie jest rzutowana na płaszczyznę. Najważniejszą cechą jest natychmiastowa detekcja obszarów największych odbiciowości, jednak z drugiej strony czasami wskazuje opad, który jest zawieszony ponad powierzchnią Ziemi – na przykład opad występujący z kowadła chmury burzowej; wyrażany jest w dBZ.



Rys. 18. Przykładowy produkt CMAX dla całego kraju; źródło: IMGW-PIB

PCAPPI (Przekrój poziomy na zadanej wysokości - Pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator) – produkt obrazujący obiciowość, bądź prędkość radialną na zadanej wysokości (rys.19). Wyrażany jest w dBZ bądź w ms⁻¹. Pozwala na identyfikację wielu sygnatur radarowych, których występowanie jest związane ze ściśle określoną wysokością w troposferze.



Rys. 19. Przykładowy produkt PCAPPI 2 km; źródło: IMGW-PIB

PPI (skanowanie z jednej elewacji, Plan Position Indicator) – produkt prezentujący odbiciowość, bądź prędkość radialną na zadanej elewacji (rys.20). Jest to produkt stożkowy, tworzony bardzo szybko, wymaga tylko jednego obrotu anteny. Należy pamiętać, że wysokość wiązki radarowej nad poziomem terenu rośnie wraz z oddalaniem się od radaru. W meteorologii groźnych zjawisk burzowych najczęściej wykorzystuje się skanowanie z najniższej elewacji, a więc pod kątem 0,5°, co pozwala to na detekcję sygnatur radarowych w najniższej warstwie troposfery; wyrażany w dBZ bądź w ms⁻¹.



Rys. 20. Przykładowy obraz PPI – elewacja 0,5°; źródło: IMGW-PIB

EHT (wysokość wierzchołków, Echo Top) – powstaje poprzez identyfikację wysokości stref o określonej odbiciowości (rys.21). Wartości wyrażane są w dBZ.



Rys. 21. Przykładowy produkt EHT; źródło: IMGW-PIB

HWIND (rozkład wiatru poziomego na określonej wysokości, Horizontal Wind Technique) – produkt ten obrazuje prędkość wiatru na zadanej wysokości. Jest łatwiejszy do zinterpretowania, ponieważ nie obrazuje wiatru względem radaru, a pokazuje bezwzględny kierunek i prędkość przemieszczania się cząsteczek. Wyrażany jest w węzłach (kt) poprzez graficzną prezentację wektorów wiatru w zadanym polu gridowym (rys.22).



Rys. 22. Przykładowy obraz produktu HWIND; źródło: IMGW-PIB

VCUT (przekrój pionowy) – jest to narzędzie umożliwiające generowanie obrazów pionowych i detekcję groźnych zjawisk (rys.23).



Rys. 23. Przykładowy przekrój przez troposferę. 11:23, 17.06.2016, radar w Legionowie; źródło: IMGW-PIB

3.2.2. Sygnatury radarowe

Dane radarowe są niezwykle cenne, gdyż na bieżąco umożliwiają monitorowanie stanu atmosfery na dużej przestrzeni z wysoką rozdzielczością. Dzięki temu możliwa jest analiza prawdopodobieństwa wystąpienia konkretnych groźnych zjawisk w obrębie burz. Charakterystyczny kształt stref odbiciowości oraz ich rozmieszczenie nazywane jest sygnaturą radarową (Pilorz, Laskowski 2017). W czasie badań poznano wiele sygnatur charakteryzujących konkretne zagrożenia meteorologiczne, takie,, jak silne porywy wiatru, tornada czy opady dużego gradu. Poniżej omówione zostały sygnatury, które zdiagnozowane zostały w dalszej części pracy.

Bow echo

Jedną z najważniejszych, a zarazem jedną z najrozleglejszych sygnatur jest bow echo, czyli charakterystyczne ułożenie w kształt łuku obszaru największej odbiciowości radarowej. Po raz pierwszy określenie to wykorzystał Fujita (1978), opisując rozwój takiego układu. Możliwe jest do zaobserwowania na produktach typu CMAX oraz PPI i CAPPI z dolnej troposfery. Najczęściej stanowi część linii szkwałowej, której fragment, na skutek oddziaływania silnych prądów zstępujących w tylnej części burzy, ulega przyspieszeniu i wybrzuszeniu (rys.24). Znane są także przypadki przekształcenia superkomórki burzowej w sygnaturę bow echo, co następuje w wyniku oddziaływania silnego tylnego prądu zstępującego (Forward Flank Downdraft).



Rys. 24. Sygnatura bow echo na obrazie CMAX; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Sygnatura bow echo oznacza występowanie silnych prądów zstępujących, które wypychają środkową część burzy. Zazwyczaj sygnalizuje ona występowanie silnych porywów wiatru prostoliniowego, równoległych do poruszania się burzy. Nie zawsze sygnatura ta pojawia się z wystarczającym wyprzedzeniem, aby możliwe było skuteczne prognozowanie niszczącego wiatru. Przyspieszenie środkowej części burzy, a w rezultacie powstanie omawianej sygnatury, może być efektem wystąpienia silnego wiatru już wcześniej, kilka-kilkanaście minut przed pojawieniem się sygnatury na obrazie radarowym. Taka sytuacja najczęściej ma miejsce w układach o niewielkich zasięgu czy przy bow echo powstającym na drodze ewolucji z izolowanej komórki burzowej, bądź superkomórki. W przypadku układów rozległych, długotrwałych, sygnatura ta może mieć rozpiętość nawet kilkuset kilometrów i trwać wiele godzin, dzięki czemu możliwe jest wydawanie ostrzeżeń przed takim układem z dużym wyprzedzeniem czasowym.

Rozwój układu z sygnaturą bow echo można podzielić na zasadnicze cztery etapy. Pierwszym jest rozwój linii komórek burzowych (bądź superkomórek). Im większy jest przepływ powietrza w troposferze, tym większa jest szansa na organizację takiej linii i linię szkwałowa. Następnym etapem jest pojawienie się tylnego prądu powietrza w tylnej części burzy, określanego jako Rear Inflow Jet (RIJ) (rys.25). Prąd ten jest najsilniejszy w środkowej części burzy, więc dochodzi do jej przyspieszenia. Trzeci etap to dojrzała forma bow echo. Bardzo wyraźnie zaznacza się wówczas wybrzuszenie w środkowej części układu, zaś na jego północnej i południowej części występują zawirowania (cyklonalne w północnej części oraz antycyklonalne w południowej¹). Przy sprzyjających warunkach mogą się tam rozwinąć w pełni wykształcone superkomórki burzowe, które mogą przynieść szereg groźnych zjawisk włącznie z tornadami. Ten etap rozwoju ewolucji układu może trwać wiele godzin, przemierzając duże odległości. Ostatnim etapem jest przejście w formę comma echo. Na skutek oddziaływania siły Coriolisa północna część wiruje szybciej i przyjmuje masywniejszą formę niż południowa. Układ przyjmować zaczyna wówczas formę przecinka, a w kolejnych godzinach zanika.



Rys. 25. Rozwój bow echo; źródło: Popławska 2016

Rozwojowi bow echo sprzyja przede wszystkim nasilony przepływ powietrza w środkowej troposferze, znaczne tempo przemieszczania się burz oraz występowanie warstw z niedosytem wilgotności w atmosferze. Przy sprzyjających warunkach synoptycznych, na jednej linii szkwałowej, która rozciągać się może na odległości kilkuset kilometrów, możliwy jest rozwój kilku sygnatur bow echo. Sygnatura taka określana jest jako Line Echo Wave Pattern (LEWP).

¹ Dla układów na półkuli północnej

Rear Inflow Notch

Jest to sygnatura towarzysząca bow echo, możliwa do wykrycia na produktach PPI bądź CAPPI z dolnej troposfery, a także na przekrojach wykonywanych prostopadle do czoła burzy (VCUT) rzadziej na CMAX (tylko przy silnym jej zaznaczeniu). Widoczna jest jako obszar obniżonej odbiciowości tuż za obszarem o bardzo dużych wartościach (rys.26). Świadczy o występowaniu silnego prądu powietrza w tylnej części burzy. Jeśli sygnatura obniża się do powierzchni ziemi, świadczy także o występowaniu bardzo silnych porywów wiatru wewnątrz takiego układu.



Rys. 26. Rear Inflow Notch (RIN) na obrazie radarowym; źródło: weather.gov/images/dmx/SigEvents/2011-07-11_Derecho/Radar/Notch/BR_Notch.gif

Mid-Altitude Radial Convergence

Konwergencja wiatru w środkowej troposferze (MARC) jest sygnaturą, która wskazuje na zbieżność wiatru pomiędzy prądem wstępującym przed czołem burzy, skierowanym w jej stronę, a prądem zstępującym, którego kierunek jest zgodny z kierunkiem przemieszczania się burzy (rys.27). Prąd zstępujący wymusza jednocześnie ruch ku górze powietrza ciepłego zalegającego przed czołem burzy. Sygnatura ta jest obserwowana na obrazach typu PPI bądź CAPPI, zazwyczaj najlepiej jest widoczna na wysokości około 3-5 kilometrów. Na takiej właśnie wysokości różnica w prędkości dwóch przeciwstawnych prądów powietrza jest największa, dzięki czemu sygnatura taka jest zaznaczona najwyraźniej.



Rys. 27. Sygnatura MARC na wysokości 3 km; źródło: IMGW-PIB

Mesoscale Convective Vortex

Mezoskalowy wir konwekcyjny (MCV) jest sygnaturą, która najczęściej rozwija się w wyniku powstania zawirowania w północnej części mezoskalowego system konwekcyjnego, przyjmującego formę bow echo bądź comma echo (rys.28). Czynnikiem inicjującym jego powstanie może być więc zarówno cykloniczna cyrkulacja w północnej części układu, ale również mezocyklon znajdujący się wewnątrz superkomórki burzowej. Takie zawirowanie jest jedną z większych sygnatur obserwowanych na radarach meteorologicznych, jednak rozwija się stosunkowo rzadko.



Rys. 28. Sygnatura MCV w północnej części burzy; źródło: https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/casepages/may82009page.htm

Według badań, sygnatura ta nie jest ściśle związana z występowaniem konkretnego zagrożenia, niemniej jednak w jej sąsiedztwie, szczególnie od strony układu, mogą występować silne porywy wiatru. Sama sygnatura może natomiast określać lokalizację mezoskalowego niżu, a nawet wskazać miejsce rozwoju niżu w skali synoptycznej.

Rejony obniżonej odbiciowości

Dość ważną sygnaturą przy detekcji superkomórek burzowych bądź pozostałych burz zawierających silny prąd wstępujący, jest obszar obniżonej odbiciowości. Wyróżnia się zarówno sygnaturę, w której obszar słabego echa jest ograniczony wysoką odbiciowością tylko z jednej strony, jak i sygnaturę, w której nawis wysokiej odbiciowości jest obecny również z drugiej strony. Sygnatury te noszą odpowiednio nazwy *Weak-Echo Region* (WER) oraz *Bounded Weak-Echo Region* (BWER) (rys.29).



Rys. 29. Sygnatura BWER; źródło: IMGW-PIB

Obecność takiej sygnatury jednoznacznie świadczy o występowaniu silnego prądu wstępującego, który może mieć postać mezocyklonu (w superkomórce burzowej), bądź występować na czele linii szkwałowej. Duża prędkość prądu wstępującego nie pozwala na gromadzenie się hydrometeorów, czy wzrost gradzin, i cząsteczki są szybko usuwane z takiego obszaru. Powoduje to niską odbiciowość w danym miejscu. Na ogół sygnatura sięga do około 3-6 kilometrów, jednak odnotowano przypadki, gdy obszar słabego echa osiągał nawet około 10 kilometrów wysokości.

Overhang

Występowanie silnego prądu wstępującego prowadzi do podtrzymywania dużej ilości hydrometeorów na znacznej wysokości. Na przekrojach pionowych możemy wówczas zaobserwować charakterystyczny nawis bardzo wysokiej odbiciowości, poniżej którego odbiciowość jest wyraźnie niższa (rys.30). Może to świadczyć o potencjale silnych opadów deszczu, dużego gradu, bądź o ryzyku wystąpienia zjawiska downburst (bądź microburst).



Rys. 30. Overhang na przekroju pionowym; źródło: IMGW-PIB

Hook echo

Istotną z punktu widzenia detekcji superkomórek oraz ich potencjału do generowania groźnych zjawisk atmosferycznych (wraz z tornadami), jest odbicie radarowe w kształcie haka. Widoczne jest na produktach obrazujących dolną troposferę, a więc przykładowo PPI 0,5° bądź CAPPI z dolnych poziomów (np. z poziomu 1 km). Jest to sygnatura będąca następstwem występowania mezocyklonu, a więc cyrkulacji cyklonalnej (rzadziej antycyklonalnej) w obrębie superkomórki burzowej i obrazuje zawinięcie strefy opadów (prądu zstępującego) wokół obszaru słabego echa, a więc obszaru prądu wstępującego (rys. 31).



Rys. 31. Superkomórka burzowa z wyraźną sygnaturą hook echo w południowo zachodniej części burzy; źródło: i1.wp.com/quadcitiesdaily.com/wp-content/uploads/2015/08/of25cg.png

W przypadku wystąpienia superkomórki antycyklonalnej, a więc lewoskrętnej, sygnatura będzie wygięta w odwrotnym kierunku niż w przypadku cyrkulacji cyklonalnej. W literaturze dodatkowo można znaleźć charakterystyki różnych typów tej sygnatury. Badaniami nad tym tematem zajmował się Fujita (1973), zaś w ostatnich latach przypadki z terenów Polski analizowali polscy badacze (Pilorz 2014, Pilorz, Laskowski 2017). Ich badania potwierdziły występowanie dobrze wykształconych sygnatur tego rodzaju w burzach, które przetaczały się nad Polską i przynosiły gradobicia oraz tornada (2007, 2008, 2012, 2012, 2014).

Inne metody detekcji superkomórek

Przy braku dostępności produktów innych niż maksymalna odbiciowość w całym profilu (CMAX), detekcja superkomórek możliwa jest także na podstawie innych cech wskaźnikowych. Jedną z nich jest długotrwałość i bardzo spójny rdzeń o dużej odbiciowości obserwowany na obrazie radarowym. Nie są to cechy, które pozwalają na jednoznaczną ocenę, gdyż zdarzają się superkomórki krótkotrwałe bądź przynoszące niższe opady, jednak z dużym prawdopodobieństwem możliwa jest wówczas detekcja takiego rodzaju burzy. Należy jednak pamiętać, że przy obecności silnego prądu wstępującego faktyczny obszar silnych opadów będzie mieć mniejszą powierzchnię, niż to wynika ze zobrazowania CMAX.

Dodatkowo superkomórki mają odmienną trajektorię względem normalnych komórek burzowych, na co wpływ ma rotujący prąd wstępujący. Prawoskrętne komórki burzowe poruszają się torem odchylonym o około 20-30° w prawo względem przepływu powietrza, zaś lewoskrętne mają tor ruchu analogicznie odchylony w lewo. Te dwie cechy – odchylony kierunek przemieszczania się i spójny rdzeń – umożliwiają więc detekcję superkomórek z wysokim prawdopodobieństwem skuteczności, pomimo braku produktów specjalistycznych i dostępności przykładowo jedynie produktu maksymalnej odbiciowości.

4. Zjawisko derecho nad Europą Środkową 11 VIII 2017 r. 4.1.Sytuacja synoptyczna

W dniach 10-12 sierpnia 2017 roku nad obszarem Europy Środkowej panowały warunki szczególnie sprzyjające wystąpieniu silnych burz o znacznym zasięgu przestrzennym. Z południowego wschodu kontynentu napływało gorące powietrze zwrotnikowe – na poziomie izobarycznym 850 hPa nad terenem Polski notowano nawet 20-22°C. Napływ nastąpił na skutek współoddziaływania rozległego niżu znad Europy zachodniej, znad rejonu Wysp Brytyjskich oraz wyżu znad wschodniej części kontynentu. Dodatkowo masa charakteryzowała się bardzo dużą chwiejnością termodynamiczną, co umożliwiało rozwój zjawisk konwekcyjnych. W czasie adwekcji powietrza zwrotnikowego nad Polskę, zdecydowanie odmienna masa powietrza napływała po zachodniej stronie frontu – nad terenem Niemiec temperatura na wysokości 850 hPa sięgała zaledwie 5-10°C, więc występował znaczny kontrast termiczny. Masy były rozdzielone quasi-stacjonarnym frontem atmosferycznym z tendencją do falowania. Wzdłuż niego dochodziło do rozwoju płytkich układów niskiego ciśnienia, przemieszczających się z południa / południowego zachodu na północ / północny wschód (rys. 32).



Rys. 32. Mapa synoptyczna, 11.08.2017, godz. 00; źródło: IMGW-PIB

11 sierpnia w godzinach południowych przebieg frontu był zbliżony do przebiegu granicy polsko-niemieckiej (rys.33). Właściwie nad całą Polską zalegało więc chwiejne powietrze zwrotnikowe. We wschodniej połowie kraju na stacjach synoptycznych temperatura maksymalna osiągnęła aż 33-36°C. Chłodniej było na zachodzie, gdzie od rana zalegało zachmurzenie i przemieszczały się konwekcyjne opady deszczu – tam notowano do 21-26°C. W okolice Niziny Szczecińskiej przemieścił się płytki niż, który kilkanaście godzin wcześniej pojawił się nad Czechami. Część frontu na południe od niego przyjęła więc charakter frontu chłodnego i zaczęła się przemieszczać na północny wschód. Po jego wschodniej części występował nadal południkowy przepływ powietrza. Ze względu na duży gradient baryczny w górnej troposferze, przepływ był istotnie nasilony. Obserwowana była także duża różnica w prędkości wiatru pomiędzy warstwą przyziemną, a górną troposferą, co pozwalało na powstawanie zorganizowanych struktur burzowych.



Rys. 33. Mapa synoptyczna, 11.08.2017, godz. 12; źródło: IMGW-PIB

Chwiejna masa powietrza zwrotnikowego zalegała nad Polską przez kilka dni. Już 10 sierpnia w godzinach rannych oraz w nocy z 10 na 11 sierpnia przez kraj przeszły liczne burze, w tym prawdopodobnie dwa układy, które można klasyfikować jako derecho, niemniej jednak to sytuacja, która wystąpiła w późnych godzinach wieczornych oraz nocnych 11 sierpnia, była szczególnie sprzyjająca dla przejścia długotrwałego układu burzowego. Czynnikiem decydującym o rozwoju nawałnic było wspomniane

wcześniej zafalowanie, które następnie przekształciło się w ośrodek niżowy oraz zdecydowane przyspieszenie chłodnego frontu atmosferycznego. W jego pobliżu oraz w strefie przedfrontowej wystąpiły gwałtowne, wielkoskalowe ruchy wznoszące, co umożliwiło wyniesienie rozgrzanego, wilgotnego powietrza i powstanie niszczącego układu.



Rys. 34. Mapa synoptyczna, 12.08.2017, godz. 00; źródło: IMGW-PIB

W kolejnych godzinach po rozwoju burz nad Czechami oraz Dolnym Śląskiem, północna część frontu chłodnego przemieszczała się na północny wschód, przez Wielkopolskę, Kujawy po Pomorze. To właśnie w tym pasie burze były szczególnie gwałtowne. W drugiej części nocy płytki niż wraz z frontami przemieścił się nad wody Morza Bałtyckiego i uległ zokludowaniu, zaś pozostałość frontu chłodnego osiągnęła obszar Łotwy (rys. 34). W tym czasie nad Polską wzdłuż południowej części frontu, która ponownie wyraźnie zwolniła, rozwinął się układ *training storms*, jednak burze nie były już tak silne.

4.2. Sytuacja meteorologiczna przed rozwojem układu burzowego

W godzinach porannych nad Dolnym Śląskiem i Opolszczyzną zalegało zachmurzenie warstwowe oraz konwekcyjne. Występowały również liczne opady deszczu i lokalne burze. Charakteryzowały się one umiarkowaną intensywnością oraz relatywnie niewielką aktywnością elektryczną. Występowanie opadów powodowało jednak wysoką wilgotność względną w przyziemnej warstwie troposfery.

O godz. 10 UTC w pasie przejścia nawałnic notowano następujące warunki:

- Wrocław: temperatura powietrza 23,1°C, temperatura punktu rosy 20,4°C;
- Kalisz: temperatura powietrza 27,6°C, temperatura punktu rosy 17,7°C;
- Poznań: temperatura powietrza 23,2°C, temperatura punktu rosy 18,9°C;
- Chojnice: temperatura powietrza 20,8°C, temperatura punktu rosy 18,5°C.

Strefa frontowa, obecna nad Polską zachodnią, oddzielała wówczas upalne powietrze zalegające na wschodzie kraju od wyraźnie zimniejszego na zachodzie Polski i nad Niemcami. W tym samym czasie notowano już do 31,4°C w Dęblinie, zaś po zachodniej stronie frontu było miejscami nawet 15°C zimniej – na stacji Berlin-Tegel (Niemcy) notowane było w tym czasie 17,7°C oraz temperatura punktu rosy na poziomie 15,7°C.



Rys. 35. Warunki na stacjach synoptycznych o 12:00 prezentujące wysokie wartości temperatury punktu rosy oraz znaczny kontrast termiczny pomiędzy zachodnią a centralną częścią kraju; opracowanie: S. Walczakiewicz

O godz. 12 UTC najlepsze warunki w kontekście rozwoju gwałtownych burz panowały od Dolnego Śląska i Opolszczyzny przez Wielkopolskę, Ziemię Łódzką po Kujawy, Warmię i Pomorze (rys. 35). Najwyższe wartości temperatury powietrza i temperatury punktu rosy notowano w Opolu (29,8°C/21,0°C), Kaliszu (28,8°C/18,9°C) oraz w Toruniu (28,1°C/19,1°C). W tym pasie duża chwiejność pokrywała się ze znacznym przepływem powietrza w troposferze. Bardzo niestabilna masa powietrza zalegała także nad cała wschodnia połowa kraju, o czym świadczyły bardzo wysokie (jak na klimatyczne warunki Polski) temperatury punktu rosy. Największe wartości notowano $(31,6^{\circ}C/21,8^{\circ}C),$ (28,1°C/21,3°C), Warszawie Ostrołęce Kozienicach w (33,4°C/20,5°C). Obecna tam była jednak wyraźna warstwa hamująca konwekcję, nie był notowany zwiększony przepływ powietrza w swobodnej troposferze, a także brakowało mechanizmów wspomagających konwekcję.

Również o godz. 12 UTC wykonane zostały sondaże aerologiczne, które jednoznacznie wskazywały na warunki sprzyjające rozwojowi mezoskalowego układu konwekcyjnego, przynoszącego niszczące porywy wiatru. Najgroźniejszy był sondaż z Prostejova na terenie Czech (rys. 36). SBCAPE wyniosło 1788 Jkg⁻¹, zaś Lifted Index (LI) wyniósł -6,2°C. Przy dużej energii chwiejności termodynamicznej obecna była

jednak warstwa inwersyjna. Wartości CIN rzędu -91Jkg⁻¹, przy sprzyjających warunkach mezoskalowych, nie muszą jednak uniemożliwić rozwoju burz. Co więcej, w przypadku przebicia tejże warstwy inwersyjnej, rozwój burz może być gwałtowniejszy i mogą się charakteryzować groźniejszymi zjawiskami. Przyjmuje się, że do wartości -200Jkg⁻¹ konwekcja jest się w stanie rozwinąć, oczywiście, gdy panuje jednocześnie bardzo duża chwiejność termodynamiczna (Popławska 2016, za: Grieser 2012). Zwraca uwagę również umiarkowana wartość poziomu kondensacji (LCL), która wyniosła 1 147 m oraz niezwykle wysoko położony punkt równowagi (EL), który znalazł się na wysokości aż 11 408 m. W warunkach strefy klimatów umiarkowanych jest to wartość spotykana rzadko. Dane potwierdziły także dużą wilgotność w całym profilu atmosfery – wodność (precipitable water) wyniosła 34,9 mm.



Rys. 36. Sondaż aerologiczny wykonany o 12 w Prostejovie (Czechy); źródło: Sounding Decoder 2014

Drugą grupą parametrów były wskaźniki kinematyczne, a więc związane z przepływem powietrza. W całym profilu notowany był silny i bardzo silny wiatr – na wysokości 1,5 km n.p.m. było to 13,9 ms⁻¹, na wysokości 2,2 km – 20,6 ms⁻¹, a na 3,4 km – 26,2 ms⁻¹. Uskok wiatru w warstwie 0-6 km (DLS) osiągnął aż 29,0 ms⁻¹, zaś w warstwie 0-1 km (LLS) przekraczał 12 ms⁻¹. Notowane też były wyjątkowo duże wartości parametru SRH (Storm Relative Helicity) – w warstwie 0-3 km uśredniony wskaźnik wyniósł aż 397 m²s⁻², zaś w warstwie 0-1 km – 179 m²s⁻².

Warunki były sprzyjające do występowania silnych porywów wiatru i zjawisk downburst. Potencjalna energia prądów zstępujących (DCAPE) osiągnęła 1161 Jkg⁻¹, zaś Delta Theta-e wyniosła 20,7°C. Wyliczana prędkość prądów zstępujących wyniosła aż 48,2 ms⁻¹. Szczególnie alarmująca była jednak wartość wskaźnika Derecho Composite Parameter, która na podstawie sondażu osiągnęła aż 6,92. Jest to wartość bardzo wysoka i świadczyła o skrajnie dużym ryzyko rozwoju układu o skali derecho.

Masa powietrza napływająca po wschodniej stronie frontu charakteryzowała się dużą wilgotnością i bardzo wysoką chwiejnością, co potwierdziły sondaże wykonane w Popradzie (Słowacja) oraz w Legionowie. Według danych z Popradu energia chwiejności liczona z poziomu ziemi (SBCAPE) wyniosła 3136 Jkg⁻¹, jednak w oddaleniu od frontu przepływ powietrza i uskoki wiatru były zdecydowanie mniejsze. Podobne warunki notowane były w Legionowie – SBCAPE wyniosło 2963 Jkg⁻¹, jednak ze względu na bliższe położenie frontu notowano wyższą wartość uskoku wiatru 0-6 km – do 14,9 ms⁻¹. Pomimo, że bezpośrednio w sąsiedztwie obu stacji rozwój burz nie był możliwy ze względu na brak mechanizmów wspomagających konwekcję, to bardzo duża chwiejność powietrza zwrotnikowego potwierdzona tymi sondażami miała duży wpływ na przebieg warunków nad Polską w kolejnych godzinach.

4.3. Przebieg nawałnicy



Położenie układu burzowego

Rys. 37. Położenie czoła strefy burz dnia 11.08.2017 r.; opracowanie własne

stacja pomiarowa	godzina (hh:mm)	wartość (ms ⁻¹)
Wrocław	16:40	22,5
Krotoszyn*	17:10	25,0
Gniezno	18:40	34,8
Chrząstowo	19:50	36,0
Grudziądz	20:30	28,6
Chojnice	20:50	31,2
Kościerzyna	21:20	21,8
Gdańsk - Świbno	21:30	22,5
Elbląg - Milejewo	21:40	42,2
Nowa Pasłęka	22:00	27,7

Tab. 2. Porywy wiatru zanotowane 11.08.2017 r. wraz z godziną wystąpienia

Źródło: IMGW-PIB; * - pomiar terenowy (wiatromierz Windmaster 2, Kaindl)

W sytuacji bardzo dogodnych warunków meteorologicznych, przy znacznej chwiejności termodynamicznej i nasilonym przepływie powietrza, w sąsiedztwie frontu już od wczesnych godzin rannych rozwijały się burze. Od około godz. 11 UTC ² przez Czechy przemieszczała się liniowa strefa burz, której głównym zagrożeniem były silne opady deszczu – maksymalny opad 30 minutowy wyniósł 31,8 mm (14:30, Čáslav).

O godz. 15:00 doszło do rozwoju licznych nowych komórek burzowych, a główna strefa burz znalazła się w pasie od Hradec Králové po Olomouc. Wówczas zaczęły zdecydowanie przybierać na sile, rozwinęły się także nowe komórki, które w warunkach silnego przepływu szybko przyjmowały postać superkomórek. O 15:20 w czasie przechodzenia jednej z burz zanotowano poryw 27,9 ms⁻¹, zaś o 15:25 – 30,4 ms⁻¹. O 15:30 zanotowano rozległe zniszczenia na terenach leśnych tuż przed granicą z Polską i związane one były z superkomórką burzową i zjawiskiem downburst, na co wskazuje ułożenie drzew w jednym kierunku, zgodnym z kierunkiem przemieszczania się burzy.

Około godz. 15:40 pierwsze silne burze wkroczyły już nad teren Polski. Strefa groźnych zjawisk rozciągała się wówczas od Karkonoszy przez Kotlinę Kłodzką i dalej na południowy wschód nad Czechy. O 16:00 burza zanotowana została nad Strzegomiem, gdzie zanotowano uszkodzenia budynków. Obraz radarowy z 16:10 umożliwił już identyfikację całej linii silnych burz, która rozciągała się wówczas od Dolnego Śląska po Opolszczyznę.

Na trasie superkomórki przemieszczającej się na północny zachód od Wrocławia odnotowano pierwsze opady gradu. W Miłczu o godzinie 16:35 zanotowano opad gradu o średnicy do 3,75 cm. Nad Wrocławiem burza, wchodząca w skład powstającego układu liniowego, znalazła się o 16:40 - odnotowano silne opady deszczu oraz poryw wiatru o prędkości 22,5 ms⁻¹.

Pomiędzy godziną 17:00 a 18:00 odnotowano większość raportów o wystąpieniu opadów dużego gradu. O godzinie 17:00 zanotowano opady dużego gradu na południu województwa opolskiego. Rozwinęła się tam wówczas kolejna silna superkomórka burzowa. Szczególnie duży grad spadł między 17:15 a 17:20, kiedy to średnica osiągnęła aż do 5,5 - 6,0 cm. Opady takiego gradu zanotowane zostały w rejonie Głubczyc (Opolszczyzna). Nieco mniejszy grad – o średnicy 3,5 - 5,5 cm – zanotowano między godziną 17:00 a 17:30 w pasie od Rawicza po okolice Gostynia. Opady gradu dotknęły wówczas także Pudliszki, w rejonie których zniszczonych zostało wiele upraw.

 $^{^2}$ W rozdziale tym wszystkie godziny umieszczone zostały według czasu uniwersalnego (UTC). Przeliczenie na czas urzędowy: UTC + 2h.

Po godzinie 18:00 zanotowano już tylko jeden szlak gradowy – związany był z superkomórką burzową, która rozwinęła się na południowym krańcu struktury bow echo i przemieszczała się przez Wielkopolskę w rejonie Kalisza.

Liniowa strefa burz, która przed 17:00 uformowała się od Dolnego Śląska po Opolszczyznę, około 17:00 znalazła się nad południowymi krańcami województwa Wielkopolskiego, a 10 minut później po raz pierwszy wystąpiły szkody klasyfikowane na F1/T3. W zachodniej części układu znajdowała się już wówczas dobrze rozwinięta superkomórka burzowa (rys.38).



Rys. 38. Superkomórka burzowa - odbiciowość i wiatr radialny o 17:23, 11.08.2017, radar Poznań; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

O 17:20 czoło superkomórki znalazło się na północ od Krotoszyna. Już około 15-20 minut przed pojawieniem się burzy bezpośrednio nad punktem obserwacyjnym, doskonale widoczny był wał szkwałowy w formie chmury szelfowej (Cumulonimbus arcus) (rys.39). W czasie obserwacji terenowych zanotowany został silny poryw wiatru, którego prędkość wyniosła 25,0 ms⁻¹ oraz umiarkowane opady deszczu. Rdzeń burzy ominął punkt obserwacyjny od zachodu. Na obrazie radarowym z wysokości 1 km (rys.38) doskonale była widoczna superkomórka burzowa, która szybko zyskiwała na sile. Również na obrazie prędkości radialnej wiatru można zauważyć wyraźną rotację powietrza.



Rys. 39. Chmura cumulonimbus arcus, chmura szelfowa; fot. autor

Niestety, w tym czasie (17:15) w innej części burzowej strefy doszło do przygniecenia samochodu przez upadające drzewo, w wyniku którego ranna została jedna osoba. O 17:40 nawałnica znalazła się nad miejscowością Trzecianów (na zachód od punktu obserwacyjnego, gdzie znajdował się rdzeń superkomórki). W wyniku gwałtownego wiatru, który szacunkowo przekraczał 33 ms⁻¹, doszło do zawalenia się budynku, w którym śmierć poniosła jedna osoba. Pierwsze rozległe szkody odnotowano z kolei o 17:50 – w miejscowości Chwalęcin doszło do zniszczenia większości budynków (łącznie 40), a wiatr mógł przekroczyć ponownie 33 ms⁻¹. Prawdopodobnie był to moment, kiedy silny, tylni prąd zstępujący (RFD) zaczął najsilniej oddziaływać.



Rys. 40. Cyrkulacja wewnątrz superkomórki – prąd napływowy (inflow jet) oraz prądy zstępujące (FFD – forward flank downdraft oraz RFD – rear flank downdraft); źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne



Rys. 41. Przekrój VCUT przez superkomórkę burzową wraz z zaznaczonymi prądami - prąd napływowy (inflow jet), prąd wstępujący (updraft) oraz prądy zstępujące (FFD i RFD).; źródło: IMGW-PIB.; opracowanie własne

O 18:00 dane synoptyczne potwierdziły znaczącą modyfikację pola ciśnienia przez układ burzowy oraz napływ zwrotnikowej masy przed czoło układu (rys.42). Przed układem burzowym nadal były notowane bardzo wysokie temperatury powietrza oraz znaczne wartości temperatury punktu rosy. Dzięki temu system nadal szybko się rozwijał.



Rys. 42. Mapa synoptyczna, 11.08.2017r., 18:00; opracowanie S. Walczakiewicz

O 18:20 na trasie silnej superkomórki wbudowanej w układ liniowy, znalazła się Września. Niestety obraz radarowy z Poznania nie pozwala na ocenę struktury burzy, ze względu na wytłumienie sygnału przez dość intensywny opad znajdujący się w tym czasie nad Poznaniem. Na terenie Wrześni zanotowano wówczas bardzo wiele szkód, których zdecydowana większość była efektem oddziaływania silnego wiatru, osiągającego siłę F1/T3. Zaledwie 15 minut później nawałnica pojawiła się nad Gnieznem. Na stacji meteorologicznej IMGW odnotowano poryw wiatru osiągający aż 34,8 ms⁻¹. Skutki były dotkliwe i zniszczenia objęły całe miasto. O 18:50 południowa odnoga burzy znalazła się z kolei nad Kaliszem, a stacja odnotowała wiatr o prędkości 22,7 ms⁻¹. W tym samym czasie wyraźnie przyspieszające czoło burzy znalazło się nad województwem kujawsko-pomorskim, gdzie już przy samej granicy województwa odnotowano wystąpienie wiatru o sile F1/T3.



Rys. 43. Rozwój burzy na podstawie obrazu radarowego przedstawiającego prędkość radialną wiatru wraz z zaznaczonym miejscem wystąpienia porywu o prędkości 36,0 ms⁻¹; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Pomiędzy godziną 19:00 a 20:00 burza przemieszczała się nad Kujawami, przynosząc rozległe zniszczenia na całej trasie przejścia mezoskalowego wiru konwekcyjnego, znajdującego się w zachodniej części układu z dobrze wykształconą sygnaturą bow echo oraz zaznaczającym się Rear Inflow Jet. Następowała także ewolucja mezocyklonu w MCV (rys.43). Sygnatury takie jednoznacznie potwierdzały duże ryzyko występowania bardzo silnego wiatru na całej trasie przejścia nawałnicy. O 19:15 doszło do kolejnego wypadku, w którym ranna została jedna osoba. Na stacji Chrząstowo (na północ od miejscowości Nakło nad Notecią), która znalazła się na trasie najsilniejszej części burzy, o 19:40 zanotowano poryw wiatru o prędkości aż 36,0 ms⁻¹, co było najwyższą wartością w województwie kujawsko-pomorskim. O 19:45 czoło układu burzowego znalazło się nad Bydgoszczą, gdzie również odnotowano liczne szkody, wraz z zerwanymi dachami.

Największa siła burzy przypadła na okres od 19:45 do godziny 21:45. Przez województwa kujawsko-pomorskie i pomorskie przemieszczało się wówczas doskonale wykształcone bow echo, zaś szczególnie silne szkody notowano w jego zachodniej części, gdzie przemieszczał się mezoskalowy wir konwekcyjny (MCV) - struktura wykształcona z początkowej superkomórki burzowej. Pas największych zniszczeń pokrywa się ze szlakiem MCV, obserwowanego w zachodniej części mezoskalowego układu konwekcyjnego. Prawdopodobnie znalazł się tam płytki, ale intensywny ośrodek niżowy (o znacznym gradiencie ciśnienia), który spowodował powstanie niszczącego wiatru. Pośrednio potwierdzają to relacje osób, które znalazły się na trasie nawałnicy – uwagę należy zwrócić szczególnie na długotrwałe występowanie silnego wiatru, a nie jedynie na samym czele układu. Niektórzy świadkowie mówili nawet o dwóch strefach bardzo silnego wiatru o łącznym czasie trwania nawet do 15-20 minut.

Niestety, omawiana struktura przechodziła przez teren Borów Tucholskich, a o godzinie 20:35 znalazła się nad terenem obozu harcerskiego w rejonie Suszku w gminie Rytel (rys. 44). Na skutek niszczącego wiatru doszło do powalenia całych połaci lasu, a drzewa upadające na terenie obozu raniły 20 osób, zaś 2 osoby poniosły śmierć. Kilka minut później zginęła kolejna osoba, przygnieciona padającym drzewem. Na trasie nawałnicy znalazły się także obszary zabudowane przez domki letniskowe. Na skutek niszczącego wiatru doszło do zerwania dachów oraz zawalenia się ich części, co spowodowało kolejne 2 ofiary śmiertelne.



Rys. 44. Obraz PCAPPI 3 km. Położenie miejscowości Suszek oraz zasięg oddziaływania mezoskalowego wiru konwekcyjnego; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

O 21:30 czoło układu burzowego z sygnaturą bow echo dotarło nad wody Zatoki Gdańskiej (rys.45). Nasunięcie się systemu nad chłodniejsze wody spowodowało stopniowy spadek aktywności zachodniej i środkowej części. Wschodnia część burzy nadal przemieszczała się jednak w gorącej i wilgotnej masie powietrza. O 21:40 zanotowano rekordowy, jak na polskie warunki, poryw wiatru. Stacja Elbląg-Milejewo odnotowała poryw o prędkości aż 42,2 ms⁻¹, co stanowiło absolutny rekord półrocza ciepłego i zjawisk burzowych. Aktywność burzy utrzymywała się nad Obwodem Kaliningradzkim (Rosja), Litwą oraz Łotwą, gdzie burza ostatecznie zanikła w godzinach porannych.



Rys. 45. Obraz CMAX wraz z MCV w zachodniej części układu; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Doskonałe warunki do podtrzymywania aktywności układu burzowego spowodowane były adwekcją powietrza zwrotnikowego przed jego czoło, na co wpływ miał płytki ośrodek niżowy, który przemieszczał się wzdłuż frontu w postaci zafalowania. Chwiejność termodynamiczna, która zanotowana została w nocy w Legionowie potwierdza, że w nocy z 11 na 12 sierpnia 2017 nad Polską zalegała skrajnie niestabilna masa powietrza, a energia chwiejności o 00:00 przekraczała aż 2500 Jkg⁻¹ (rys.40). Chociaż sam sondaż wykonany został już po oddaleniu się układu burzowego poza północne granice Polski, to zdecydowanie może on być podstawą do oceny, jak duży potencjał do rozwoju silnych burz w nocy miała zalegająca masa powietrza.


Rys. 46. Sondaż aerologiczny - Legionowo, godz. 00, 12.08.2017.; źródło: Sounding Decoder 2014



Maximum reflectivity between 1500 and 2300 UTC (1-hour steps) on 11.08.2017

Rys. 47. Maksymalna odbiciowość w takcie godzinnym; opracowanie M. Taszarek

4.4. Charakterystyczne sygnatury radarowe

W początkowej fazie rozwijające się burze były dość rozproszone. Dominował wówczas przepływ powietrza równoległy do linii quasi stacjonarnego frontu atmosferycznego. Stopniowo rozwijały się jednak kolejne komórki burzowe, które szybko przyjmowały postać superkomórek burzowych. W tej fazie ocenę sytuacji umożliwiał radar w Pastewniku, który niestety po 15:20 prawdopodobnie doznał awarii i przestał przesyłać dane. W tej sytuacji radarem, który spełniał najważniejszą rolę był radar w Poznaniu. Najważniejsze obrazy pochodzą z okresu 17:10 - 19:10, kiedy to w zachodniej części układu przemieszczała się silna superkomórka burzowa, a później w obrębie RFD zaczęło rozwijać się bow echo. Struktura pionowa superkomórki szczególnie wyraźnie była widoczna na obrazach z godziny 17:43 (rys.48). Widoczna była także rotacja w obrębie tej burzy (rys.49). Ruch wirowy w obrębie superkomórki burzowej, wskazujący na obecność mezocyklonu, szczególnie wyraźnie widoczny był na skanowaniu radarowym z wysokości 4 kilometrów.



Rys. 48. Superkomórka burzowa na wysokości 1, 4, 7 i 10 km; źródło: IMGW-PIB



Rys. 49. Superkomórka burzowa na wysokości 4 km – skanowanie klasyczne oraz dopplerowskie; źródło: IMGW-PIB

Z powodu bardzo silnego rozwoju pionowego omawianej struktury oraz jej bardzo dużej masywności, superkomórka spowodowała, iż niemożliwa była obserwacja dalszej części linii. W tej sytuacji sygnał radarowy został w zdecydowanej większości odbity przez omawianą strukturę, a pozostała, południowa część linii burz, możliwa była do obserwacji głównie dzięki radarowi w Ramży, który to pozostawał poza zasięgiem opadów (porównanie na rys.50). Niestety, radar ten znajdował się także zbyt daleko, aby możliwe było wykonanie skanowania dopplerowskiego. Zestawiając jednak maksymalną odbiciowość ze skanowania z Poznania z mapą odbiciowości maksymalnej ze wszystkich radarów wyraźnie widać, że za główną superkomórką znajdowały się kolejne dość silne ośrodki burzowe.



Rys. 50. Tłumienie sygnału przez masywną superkomórkę; źródło: IMGW-PIB

Przekroje pionowe (VCUT) umożliwiły na detekcję kolejnych charakterystycznych sygnatur oraz oszacowanie wysokości wierzchołków chmur, w tym omawianej superkomórki burzowej. Na podstawie przekrojów stwierdzono, że maksymalna wysokość wierzchołków mogła osiągnąć aż 16-16,5 kilometra, co jest wartością bardzo rzadko spotykaną w strefie klimatu umiarkowanego (rys.51).



Rys. 51. Maksymalna wysokość odbiciowości przekroczyła 16 km; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Na przekroju radarowym z godz.17:50 zauważalne było także wcięcie, świadczące o występowaniu silnego prądu powietrza w tylnej części burzy. Prąd ten, dzięki obecności silnego prądu zstępującego w strefie RFD w superkomórce burzowej (rys. 40, str. 67), umożliwił sprowadzenie silnego prądu powietrza do warstwy przyziemnej.



Rys. 52. Rear inflow jet w tylnej części superkomórki; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Przekroje pionowe umożliwiły także identyfikację kolejnych sygnatur świadczących o dużej sile prądów wstępujących. Należy zwrócić uwagę, iż obszar słabego echa (BWER, rys.53), a w tym przypadku w dużej mierze braku jakiejkolwiek odbiciowości, sięgał aż do wysokości 8 km (w tym do 5 km wysokości odbiciowość była niższa niż 5 dBZ). W tym miejscu z północnego wschodu następowała adwekcja ciepłego wilgotnego powietrza (inflow jet) w postaci mezocyklonu – rotacja zaznaczała się na dopplerowskim obrazie radarowym (rys. 48, str. 74)



Rys. 53. Sygnatura BWER na przekroju przez superkomórkę; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

W obrębie burzy rozwinął się silny ruch wirowy, który w Wielkopolsce miał jeszcze postać mezocyklonu (rys. 54). Ze względu na występowanie wartości ekstremalnych, zostały one odrzucone przez filtr stosowany we wstępnej obróbce danych radarowych. Najsilniejszy wiatr notowano z kolei przy jego wschodniej ścianie, w miejscu występowania tylnego prądu zstępującego w superkomórce burzowej.



Rys. 54. Mezocyklon superkomórki burzowej; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Na pograniczu województwa wielkopolskiego oraz kujawsko-pomorskiego, mezocyklon zaczął się przekształcać w mezoskalowy wir konwekcyjny, widoczny także na obrazie CMAX (rys. 55). Rotacja wyraźnie zaznaczyła się natomiast na obrazie dopplerowskim z wysokości 3 km.



Rys. 55. Rozwój sygnatury MCV na pograniczu woj. wielkopolskiego i kujawskopomorskiego; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

W kolejnych godzinach silny prąd zstępujący, który nasilił RIJ, spowodował wybrzuszenie całości układu, które najmocniej zaznaczyło się właśnie na wschód od pierwotnego mezocyklonu (strefy RFD), a późniejszego mezoskalowego wiru konwekcyjnego. Dość silne wygięcie układu nastąpiło na pograniczu województwa wielkopolskiego oraz kujawsko-pomorskiego i związane było z nasileniem się RIJ. Również nad obszarem granicy województw wyraźnie zaczęła się zaznaczać sygnatura MARC, która świadczyła o występowaniu silnej konwergencji wiatru przed czołem burzy – przed jej nadejściem występowała adwekcja ciepłego powietrza w kierunku burzy, zaś tuż za jej czołem występowały silne prądy zstępujące, których siła była nasilona dzięki RIJ (rys. 56). Sygnatury MCV oraz MARC bardzo wyraźnie zaznaczały się również nad południową częścią woj. Pomorskiego, co prezentuje rys. 57. Szczególnie dobrze – pomimo usunięcia części danych w wyniku filtrowania – uwidoczniony został mezoskalowy wir konwekcyjny, który osiągnął znaczne rozmiary.



Rys. 56. Sygnatura MARC na obrazie PCAPPI z poziomu 4km; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne



Rys. 57. Sygnatura MCV oraz MARC nad woj. pomorskim; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

Na podstawie danych radarowych możliwa była rekonstrukcja przebiegu wydarzeń, do których doszło 11 sierpnia 2017 r. Wiele wskazuje na to, iż główną przyczyną rozwoju silnego układu burzowego była superkomórka burzowa, która rozwinęła się nad Dolnym Śląskiem. W środowisku dużej chwiejności i silnego przepływu powietrza doszło do wykształcenia pełnej cyrkulacji charakterystycznej dla tego typu burzy. Następnie doszło do silnego rozwoju tylnego prądu zstępującego (RFD), który rozwijając się, zaczął sprowadzać tylny prąd napływowy (RIJ) w dolną warstwę troposfery. Doprowadziło to do wzrostu prędkości wiatru, a czoło układu burzowego zaczęło być wypychane, co doprowadziło do rozwoju struktury bow echo. Nastąpiło to na północ od Gniezna, gdzie szerokość pasa zniszczeń wyraźnie się zwiększyła.

Mezocyklon, znajdujący się początkowo z prawej, przedniej strony burzy, przekształcił się w mezoskalowy wir konwekcyjny i przesunięty został na zachodnią stronę wybrzuszenia, zaś wzdłuż całego bow echo rozwijały się mniejsze zawirowania, doprowadzające do chwilowego zwiększania prędkości wiatru. Było to możliwe dzięki silnemu napływowi gorącej masy z północnego wschodu w warstwie przyziemnej oraz występowaniu silnego prądu strumieniowego w środkowej troposferze, co doprowadziło

to powstania mezoskalowego ruchu wirowego. We wschodniej części struktury MCV prąd strumieniowy ze środkowej troposfery sprowadzany był w dolne warstwy. Na poziomie 1 km w strefie czoła układu burzowego, według pomiarów radarowych, wiatr osiągał prędkość nawet do 95 kt, czyli 49 ms⁻¹ (rys. 58). Ponadto po przejściu strefy burzy doskonale zaznaczyła się zbieżność wiatrów w dolnej części troposfery, przebiegająca w osi układu z sygnaturą bow echo (rys. 59).



Rys. 58. Położenie czoła burzy na tle radarowych pomiarów prędkości wiatru; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne



Rys. 59. Strefa konwergencji w osi układu burzowego po jego przejściu oraz położenie czoła układu; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne

5. Skutki przejścia układu i klasyfikacja zjawiska

Układ burzowy, który przetoczył się przez Czechy i Polskę w godzinach popołudniowych oraz nocnych 11 sierpnia 2017 r., przyniósł bardzo silne porywy wiatru (rys.61) oraz duże, szeroko rozprzestrzenione zniszczenia. Szkody, które spowodował, doprowadziły niestety do 6 ofiar śmiertelnych, a przeszło 60 osób zostało rannych. W czasie przejścia nawałnicy na jej szlaku uszkodzone zostały 4 893 budynki. Zdecydowanie największe szkody odnotowano na terenie województwa kujawsko-pomorskiego, na obszarze którego uszkodzonych zostało przeszło 3 tysiące budynków. Najbardziej poszkodowaną gminą była gmina Sośno, znajdująca się na północnym zachodzie województwa kujawsko-pomorskiego. Na jej obszarze uszkodzeniu uległo aż 1 450 budynków, w tym blisko 500 mieszkalnych. Zniszczone zostały także linie wysokiego napięcia, co spowodowało, że przywrócenie dostaw prądu do niektórych miejscowości zajęło przeszło dwa tygodnie (rys. 60).



Rys. 60. Powalony słup wysokiego napięcia; fot. K. Kasprzyk





5.1. Dane Europejskiej Bazy Groźnych Zjawisk Atmosferycznych

Na skutek przejścia mezoskalowego układu konwekcyjnego wraz z wbudowaną linią szkwału, do Europejskiej Bazy Groźnych Zjawisk Atmosferycznych zgłoszono łącznie 1239 raportów. Zdecydowana większość, bo aż 1182 raporty, dotyczyły wystąpienia silnego wiatru powodującego zniszczenia. Ponadto w bazie pojawiło się 36 raportów dotyczących wystąpienia opadów dużego gradu, 17 raportów związanych z intensywnymi opadami deszczu oraz 4 raporty dotyczące uszkodzenia budynków z powodu wyładowań atmosferycznych.

Raporty o wystąpieniu opadów dużego gradu - ESWD







Opady dużego gradu (rys.62) prowadziły głównie do uszkodzenia upraw rolnych. Grad w połączeniu z ulewnym deszczem spowodował zniszczenie upraw zbóż (między innymi całkowicie niszczył kukurydzę). W wielu miejscach zniszczone zostały również zbiory owoców (głównie na zbiór jesienny – jabłka, gruszki) oraz warzyw (szczególnie miękkich, jak pomidory, oraz uprawianych na liście). Opady gradu powodowały również niszczenie budynków (szczególnie uszkadzanie dachów) oraz samochodów. Największy grad zanotowano w województwie opolskim w miejscowości Zopowy – Osiedle – średnica gradzin osiągnęła tam aż 6,0 cm. Poza tym raporty o gradzie o średnicy 5 cm i więcej pochodzą z 4 innych miejscowości. Należy jednak zauważyć, że opady gradu występowały tylko w początkowej fazie rozwoju burz, szczególnie na południowym zachodzie kraju.

Intensywne opady deszczu nie były głównym zagrożeniem w czasie omawianego incydentu burzowego, niemniej jednak zanotowano kilkanaście raportów z ich powodu (rys.63). Największe opady zanotowano w Gnieźnie (38,2 mm) oraz w Wieruszowie (50 mm). Relatywnie niewielka liczba zdarzeń związanych z ulewami była spowodowana dość dużą prędkością przemieszczania się burz, a co za tym idzie skróceniem czasu opadu, pomimo ich dużej intensywności.

Raporty o wystąpieniu intensywnych opadów - ESWD



Rys. 63. Rozkład raportów o silnych opadach oraz o szkodach spowodowanych przez wyładowania atmosferyczne; źródło: ESWD; opracowanie własne



Raporty o wystąpieniu szkód w wyniku wyładowań - ESWD

Rys. 64. Rozkład raportów o silnych opadach oraz o szkodach spowodowanych przez wyładowania atmosferyczne; źródło: ESWD; opracowanie własne

Zdecydowanie najważniejszym zagrożeniem w czasie przechodzenia omawianych burz były silne porywy wiatru. Pierwszy raport zgłoszono z godziny 15:20 z miejscowości Velichovky w Republice Czeskiej (na północ od Hradec Kralove), zaś ostatni z godziny 23:00 z Kaliningradu (Rosja). Oznacza to, że na trasie burz szkody notowane były przez 7 godzin i 40 minut. W linii prostej pomiędzy pierwszym a ostatnim raportem dotyczącym szkód wiatrowych odległość wynosi 578 kilometrów (rys.65).



Raporty o wystąpieniu silnego wiatru - ESWD

Rys. 65. Rozkład szkód wiatrowych; źródło: ESWD; opracowanie własne

Spośród 1182 raportów dotyczących silnego wiatru, zdecydowanie najwięcej, bo aż 377 raportów, pochodzi z godzin 20:00-20:59 (rys.66). W tym czasie burza przemieszczała się nad północną częścią województwa kujawsko-pomorskiego oraz południowymi powiatami województwa pomorskiego. Niestety, największa jej intensywność przypadła na obszar Borów Tucholskich oraz licznych miejscowości wypoczynkowych, w których zniszczone zostały domy i namioty. Tylko na obszarze powiatu chojnickiego śmierć poniosło 5 osób.



Rys. 66. Rozkład czasowy raportów ESWD o silnym wietrze; opracowanie własne Spośród 1182 raportów, w 167 przypadkach szkody sklasyfikowano na kategorię 3 w skali Torro. Oznacza to, że porywy wiatru osiągnęły prędkość około 148-184 kmh⁻¹.
W kolejnych 158 przypadkach charakter zniszczeń pozwolił na klasyfikację zjawiska na kategorię 2 w skali Torro, co oznacza wiatr przekraczający 116-147 kmh⁻¹. Pierwszy z takich raportów pojawił się jeszcze przed Polską granicą i dotyczył zniszczenia terenów leśnych.

5.2. Zniszczenia w Lasach Państwowych

Już dzień po nawałnicach rozpoczęło się szacowanie strat wywołanych silnym wiatrem na terenach leśnych i już wtedy okazało się, że prawdopodobnie jest to jedna z największych katastrof naturalnych w historii polskiego leśnictwa. Objętość uszkodzonych drzew porównywano początkowo z katastrofą w Puszczy Piskiej z 2002 roku, kiedy to powalonych zostało 3,3 mln m³ drzew. Ostateczny bilans był jednak porażający – łącznie w dniu 11.08.2017 r. uszkodzone bądź całkowicie zniszczone zostało aż 10,5 mln m³ drzew, co sprawiło, że nawałnica została określona jako huragan stulecia (tab.3). Taka ilość drzew odpowiada blisko 1/3 rocznego pozyskiwania drewna z Lasów Państwowych w całym kraju.

Zniszczenia na terenach leśnych



Rys. 67. Objętość zniszczonych drzew na terenie województw wielkopolskiego, kujawsko-pomorskiego oraz pomorskiego z podziałem na nadleśnictwa; źródło: Lasy Państwowe; opracowanie własne

W czasie nawałnicy uszkodzonych zostało 85 959 ha lasów. Spośród nich aż 39 324 ha zostało zakwalifikowanych do całkowitego odnowienia. Pomimo, że prace rozpoczęły się już w kolejnych dniach po nawałnicach, planowane zakończenie prac na zniszczonych terenach planowane jest dopiero na połowę 2019 roku. Zdecydowanie największe szkody zanotowano na terenie Regionalnej Dyrekcji LP w Toruniu – łącznie aż 5 543 205 mln m³, z czego tylko na terenie Nadleśnictwa Rytel aż 2 mln m³ (rys.67). Druga w kolejności RDLP w Gdańsku odnotowała szkody o objętości 2 525 540 mln m³, jednak w tym przypadku koncentracja szkód była zdecydowanie większa. Wyłącznie na terenie nadleśnictwa Lipusz szkody wyniosły aż 2 309 040 mln m³ i w całości zostały zakwalifikowane do odnowienia. RDLP w Poznaniu również odnotowało szkody o objętości ponad 1 mln m³, z czego aż 800 000 mln m³ przypadło na nadleśnictwo w Gnieźnie.

Wszystkie nadleśnictwa, w których zanotowano największe szkody, znajdowały się wzdłuż toru najsilniejszej superkomórki wraz z silnym RFD oraz RIJ (widocznym na poniższym obrazie w postaci wyraźnie słabszego echa radarowego) oraz późniejszego mezoskalowego wiru konwekcyjnego (który uformował się w rejonie pogranicza woj. wielkopolskiego oraz kujawsko - pomorskiego). Bardzo dobrze to widoczne po nałożeniu obrazu radarowego na mapę rozkładu szkód w Lasach Państwowych (rys. 68.).



Rys. 68. Obraz radarowy CMAX nałożony na mapę szkód w poszczególnych nadleśnictwach; dane radarowe: IMGW-PIB; dane z nadleśnictw: Lasy Państwowe; opracowanie własne

Tab. 3. Szacunkowe szkody w lasach powstałych w wyniku huraganu* z dnia 11/12.08.2017 r. wg stanu na dzień 18.08.2017 r. (nadleśnictwa ujęte w decyzji nr 211/2017)

Regionalna Dyrekcja LP Nadleśnictwo	Szacunkowy rozmiar szkód (m ³)	Szacunkowy rozmiar szkód (ha)	szacunkowa powierzchnia do odnowienia (ha)
Toruń	5 531 350	47 313	22 144
Rytel	2 000 000	14 000	8 000
Czersk	900 000	6 000	5 100
Runowo	660 000	5 800	2 200
Przymuszewo	450 000	2 500	1 760
Woziwoda	380 000	3 000	804
Szubin	308 500	4 000	1 900
Zamrzenica	260 000	2 250	800
Gołąbki	182 000	2 620	620
Solec Kujawski	150 000	500	500
Tuchola	137 000	3 050	300
Bydgoszcz	50 150	950	71
Różanna	23 000	243	43
Lutówko	15 700	200	26
Żołędowo	15 000	2 200	20
Gdańsk	2 513 640	10 044	10 044
Lipusz	2 309 040	9 636	9 636
Cewice	58 000	165	165
Kościerzyna	45 000	36	36
Kartuzy	38 000	55	55
Strzebielino	38 000	80	80
Lubichowo	25 600	72	72
Poznań	1 039 850	15 449	3 162
Gniezno	800 000	6 199	2 500
Jarocin	121 850	6 950	282
Czerniejewo	100 000	2 000	350
Piaski	18 000	300	30
Szczecinek	750 000	7 100	3 900
Bytów	650 000	3 900	3 700
Osusznica	100 000	3 200	200
Suma cząstkowa	9 834 840	79 906	39 250
Suma końcowa	10 001 889	85 959	39 324

Źródło: Lasy Państwowe. Stan na 18.08.2017 r.

Dzięki uprzejmości Lasów Państwowych, możliwe było także przeanalizowanie ortofotomap zniszczonych terenów, które są pozyskiwane przez LP. Na ich podstawie można było stwierdzić, iż za szkody odpowiadał niszczący wiatr prostoliniowy, prawdopodobnie związany ze zjawiskiem downburst, który oddziaływał na bardzo dużej powierzchni terenu (rys.69). Wskazuje na to położenie drzew, które powalone zostały w większości przypadków w jednym kierunku, zgodnym z kierunkiem wiatru występującego w burzach (rys.70a). Umożliwiło to potwierdzenie, iż szkody nie były skutkiem oddziaływania trąby powietrznej, a właśnie bardzo silnego wiatru związanego z mezoskalowym systemem konwekcyjnym. Miejscami stwierdzono ułożenie nieco bardziej chaotyczne (rys.70b), jednak najprawdopodobniej wynikało ono ze zmiennego kierunku wiatru w trakcie trwania nawałnicy i tworzeniu się lokalnych zawirowań, a nie wystąpieniu trąby powietrznej, gdyż nie stwierdzono występowania spójnego, uporządkowanego szlaku charakterystycznego dla trąby.



Rys. 69. Zniszczone tereny leśne w rejonie miejscowości Rytel; źródło: Lasy Państwowe



Rys. 70. Zniszczone tereny leśne na trasie układu burzowego. Na rys.70b widoczne są skutki zmiennego kierunku wiatru; źródło: Lasy Państwowe



Rys. 71. Wiatrołomy na terenie Borów Tucholskich; źródło: Lasy Państwowe



Rys. 72. Wiatrołomy na terenie Borów Tucholskich z wyraźnie zaznaczającym się jednakowym kierunkiem powalenia drzew wskazującym na zjawisko downburst; źródło: http://g3.gazetaprawna.pl/p/_wspolne/pliki/3055000/3055998-zniszczony-las-w-miejscowosci.jpg

5.3. Interwencje Państwowej Straży Pożarnej

W celu zweryfikowania rozkładu przestrzennego szkód, pozyskane zostały również dane o interwencjach prowadzonych przez Państwową Straż Pożarną. W dniach 10-22 sierpnia przeprowadzono łącznie aż 25 997 interwencji związanych z usuwaniem skutków silnych burz. Najczęściej interwencje prowadzono w województwie kujawsko pomorskim (7 695 akcji) oraz w wielkopolskim (5 831 akcji). Łącznie uczestniczyło w nich przeszło 99 tysięcy strażaków, wykorzystując ponad 23 tysiące pojazdów. Akcje dotyczyły głównie usuwania skutków silnego wiatru, a więc zabezpieczania dachów zniszczonych budynków oraz usuwania drzew z dróg i innych szlaków (rys. 73). Nieznaczna liczba interwencji prowadzona była także w związku z lokalnymi podtopieniami i potrzebą odpompowania wody.



Interwencje Państwowej Straży Pożarnej

Rys. 73. Rozkład interwencji Państwowej Straży Pożarnej w związku z usuwaniem skutków silnych burz; opracowanie własne

6. Podsumowanie oraz wnioski

Nawałnica, która przetoczyła się przez Polskę w dniu 11 sierpnia 2017 r., była zjawiskiem o wyjątkowo dużej sile, które objęło znaczną powierzchnię kraju. Już w dniach poprzedzających, przez Polskę przeszły silne układy konwekcyjne, które również powodowały znaczne szkody. 11 sierpnia 2017 r. prognozowane warunki sprzyjały wystąpieniu szczególnie silnych burz wiatrowych o charakterze derecho, o dużym zasięgu przestrzennym, a bieżące dane pomiarowe przed wystąpieniem niszczących burz potwierdzały niepokojące prognozy. Rozwój burz nastąpił wzdłuż pofalowanego frontu atmosferycznego, a wyraźnie nasilony przepływ powietrza w związku z występowaniem niewielkiego ośrodka niżowego, umożliwił ich rozwój do rozmiarów mezoskalowego systemu konwekcyjnego z wbudowaną linią szkwału w postaci bow echo.

Decydującą rolę w kształtowaniu się systemu burzowego odegrała silna superkomórka burzowa. Rozwinęła się ona nad Dolnym Śląskiem, zaś nad Wielkopolską rozwinął się silny tylny prąd zstępujący. Zapoczątkował on przyspieszenie środkowej części układu burzowego, a w konsekwencji wykształcenie bow echo. W jego zachodniej części znalazł się mezoskalowy wir konwekcyjny, który powstał z pierwotnego mezocyklonu superkomórki burzowej. Doprowadził on do rozwoju niewielkiego, ale silnego niżu, a w konsekwencji wystąpienia niszczących porywów wiatru. Wiatr przekraczający lokalnie 100 km/h był notowany wzdłuż całej linii szkwałowej, jednak to właśnie w jej zachodniej części, bezpośrednio w sąsiedztwie sygnatury MCV, był najsilniejszy. Pozostawione szkody pozwalają przypuszczać, że lokalnie wiatr mógł przekroczyć nawet 150 km/h.

Burza pozostawiła pas zniszczeń, którego długość wyniosła 580 km licząc od pierwszego do ostatniego raportu zgłoszonego do Europejskiej Bazy Groźnych Zjawisk Atmosferycznych ESWD. Ponadto, w wielu miejscach zanotowano szkody charakterystyczne dla wiatru powyżej 33 ms⁻¹, a dodatkowo porywy przekraczające tę wartość zanotowano na trzech stacjach (kolejno 34,8 ms⁻¹, 36,0 ms⁻¹ oraz 42,2 ms⁻¹). Przerwy między raportami nie przekraczały kilku minut, wszystkie charakteryzowały się chronologią czasową i wywołane były przez ten sam mezoskalowy układ konwekcyjny. W pełni pozwala to na uznanie analizowanej burzy za derecho.

W akcji ratunkowej oraz porządkowej wzięło udział łącznie przeszło 98 tysięcy funkcjonariuszy oraz żołnierzy. Szczególnie szerokim echem odbiła się akcja ratowania harcerzy, którzy znajdowali się na terenie Borów Tucholskich. Niestety, dwójki harcerzy nie udało się uratować, gdyż zginęli pod upadającymi drzewami. Spowodowało to liczne dyskusje na temat systemu ostrzegania na terenie Polski. Nie został także ogłoszony stan klęski żywiołowej, pomimo zgłaszania takiej potrzeby przez wójtów oraz starostów. Do akcji porządkowej skierowano jednak wojsko. Głównym zadaniem było udrożnienie koryta Brdy, która została zatamowana setkami powalonych drzew, co z kolei spowodowało znaczne podniesienie jej poziomu i wzrost zagrożenia podtopieniem terenów przyległych. Odbudowa zniszczonych terenów w lipcu 2018 r. nadal trwa, podobnie jak porządkowanie zniszczonych lasów w czasie nawałnicy. Zakończenie odnawiania zniszczonych lasów planowane jest na 2019 rok, jednak powrót do stanu sprzed przejścia derecho zajmie dziesiątki lat.

Niestety, uzasadnione są obawy, że nawałnica o takich rozmiarach, jak analizowany przypadek, ponownie może pojawić się nad Polską. Chociaż w takim przypadku nieuniknione jest powstanie szkód, to skuteczny system ostrzegania pozwoliłby na maksymalne ograniczenie liczby osób poszkodowanych. Pozostaje mieć nadzieję, że w najbliższym czasie dojdzie do powstania takiego systemu, który będzie działać niezależnie od łączności internetowej oraz czasu pracy urzędów. Ważne jest również, aby system taki funkcjonował niezależnie od podziału administracyjnego. Pozwoli to na zmniejszenie obszaru fałszywego alarmu, a w rezultacie na wzrost zaufania społeczeństwa do publikowanych ostrzeżeń. Tylko tego typu system mógłby pozwolić na efektywne ostrzeganie mieszkańców w dowolnym miejscu o dowolnej godzinie, nawet kilkanaście minut przed wystąpieniem groźnego zdarzenia meteorologicznego, co jest czasem wystarczającym na znalezienie bezpiecznego schronienia. System radarów, który posiada Polska, pozwala na bieżący monitoring zjawisk burzowych i wydawanie precyzyjnych ostrzeżeń. W trakcie powstawania pracy napotkano co prawda problemy wynikające ze stosowania filtrów danych (co było szczególnie dotkliwe w przypadku produktów dopplerowskich, w których duża część danych była usunięta, przez co nie była możliwa identyfikacja wszystkich sygnatur radarowych), jednak dane radarowe mają ogromny potencjał, który nadal nie jest w pełni wykorzystywany w procesie ostrzegania przed zjawiskami burzowymi. Należy więc dążyć do możliwie szerokiego zastosowania tych danych w prognozowaniu, szczególnie krótkoterminowym (nowcastingu).

Spis literatury

Ahrens C.D., 2009, Meteorology Today – An Introduction to Weather, Climate and the Environment, Cengage Learning, Belmont

Ashley W.S., Mote T.L., 2005, *Derecho hazards in the United States*, Bulletin of the American Meteorological Society, t. 86, z. 11, s. 1577-1592

Bentley M. L., Mote T. L., 1998, A climatology of derecho-producing mesoscale convectibe systems in Central and Eastern United States, 1986 – 1995. Part I: temporial and spatial distribution, Bulletin od the American Meteorological Society, t. 79, z. 11, s. 2527 – 2540

Bogdanowicz E., Kossowska-Cezak U., Szkutnicki J. (red.), 2005, *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, IMGW, Warszawa

Buchert L., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Limanówka D., Łapińska E., Mizera M., Ogórek S., Pyrc R., Winnicki W., Zawiślak T., 2013, Vademecum – niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania. Część pierwsza – wiosna, lato. IMGW, Warszawa

Celiński-Mysław D., 2014, Derecho jako przykład silnych zjawisk anemologicznych – dotychczasowy stan badań, Prace Geograficzne, z. 139, s. 21 – 32

Celiński-Mysław D., Matuszko D., 2014, *An analysis of selected cases of derecho in Poland*, Atmospheric Research, z. 149, s. 263-281

Celiński-Mysław D., Palarz A., 2017, *The occurrence of convective systems with a bow echo in warm season in Poland*, Atmospheric Research, z. 193, s. 26 – 35

Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*. Wiadomości Służby Hydrogeologicznej, t. 2 z. 5

Coniglio M., Stensrud D., 2004, *Interpreting the climatology of derechos*, Weather and Forecasting, t. 19, z. 3, s. 595 – 605

Coniglio M., Stensrud D., Richman M., 2004, *An observational study of derechoproducing convective systems*, Weather and Forecasting, t. 19, z. 2, s. 320 – 337 Corfidi S. F., Coniglio M. C., Cohen A. E., Mead C. M., 2016, *A proposed revision* to the definitione of derecho, Bulletin od the American Meteorological Society, s. 935 – 949

Corfidi S. F., Johns R. H., Darrow M. A., *The Great Basin Derecho of 31 May 1994*, Weather and Forecasting

Craven J., Brooks H. E., 2004, *Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist Convection*, National Weather, t. 28, s. 13 – 24

Doswell C. A. III, Evans J. S., 2003, *Proximity sounding analysis for derechos and supercells: an assessment od similarities and differences*, Atmospheric Research, t. 67 – 68, s. 117 – 133

Evans J. S., Doswell C. A. III, 2001, *Examination of derecho environments proximity soundings*, Weather and Forecasting, t. 16, z. 3, s. 329 - 342

Fujita T. T., Byers H. R., 1977, Spearhead echo and downburst in the crash of airliner, Monthly Weather Review, t. 98, z. 1, s. 29-69

Fujita T. T., Wakimoto R. M., 1981, *Five scales of airflow associated with a series of downbursts od 16 July 1980*, Monthly Weather Review, t. 109, z. 7, s. 1438-1456

Gatzen C., 2004, *A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002*, Weather and Forecasting, t. 19, z. 3, s. 639 – 645

Gatzen C., Pucik T., Ryva D., 2010, Two cold-season derechos in Europe, Atmospheric Research, z. 100, s. 740 – 748

Glossary of meteorology, 2000, Glickman T. S. (red.), American Meteorological Society, Boston

Groenmeijer P. H., 2005, Sounding-derived parameters associated with severe convective storms in the Netherlands, praca magisterska, Institute of Marine and Atmospheric Research, Utrecht

Groenmeijer P. H., van Delden A., 2007, *Sounding-derived parametres associated* with large hail and tornadoes in the Netherlands, Atmospheric Research, t. 83, z. 2 - 4, s. 473-487

Häckel H., 2008, Atlas chmur, wyd. RM, Warszawa

Hamid K, 2011, *Investigation of the passage of a derecho in Belgium*, Atmospheric Research, t. 107, s. 86 – 105

Johns R. H., Hirt W., 1987, Derechos: Widespread convectively inducted windstorms, Weather and Forecasting, t. 2, z. 1, s. 32 - 49

Kossowska – Cezak U., Bajkiewicz – Grabowska E., 2008, Podstawy hydrometeorologii, wyd. PWN, Warszawa

Kożuchowski K. (red.), 2005, Meteorologia i klimatologia, wyd. PWN, Warszawa

Kożuchowski K. (red.), 2011, Klimat Polski – nowe spojrzenie. wyd. PWN, Warszawa

Kożuchowski K., Żmudzka E., 2003, 100-year Series of Areally Averaged Temperatures and Precipitation Totals in Poland, Studia Geograficzne, Wrocław

Lorenc H. (red.), 2005, Atlas klimatu Polski, wyd. IMGW, Warszawa

Lorenc H., 2012, Maksymalne prędkości wiatru w Polsce, wyd. IMGW, Warszawa

Miłaczewski M., 2010, Przyczyny i skutki zjawisk burzowych, praca licencjacka, Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Moszkowicz S., Tuszyńska I., 2003, Meteorologia radarowa, IMGW, Warszawa

Niedźwiedź T. (red.), 2003, Atlasy i Monografie, wyd. IMGW, Warszawa

Ostrowski K., Surowiecki A., 2010, Zjawisko derecho w Polsce jako niszcząca i rozległa burza ze szczególnym uwzględnieniem przypadku z dnia 23.07.2009, Stowarzyszenie Skywarn Polska, Warszawa

Pilorz W., 2014, *Radarowa detekcja superkomórek burzowych w Polsce*, Teledetekcja Środowiska, t. 51, s. 93- 105, PTG, Warszawa

Pilorz W., Laskowski I., 2017, *Obrazy radarowe źródłem informacji o zagrożeniach meteorologicznych*, Stowarzyszenie Skywarn Polska, Warszawa

Popławska J., 2016, Zastosowanie wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków. Rozprawa doktorska. Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Punkka A-J., Teittnen J., 2004, Severe thunderstorm radar signatures of 5 July 2002 derecho in Finland, Finnish Meteorolofical Institute, Helsinki

Richling A., Ostaszewska K., 2005, Geografia fizyczna Polski, wyd. PWN, Warszawa

Solecki M., 2016, Uwarunkowania występowania zjawiska downburst w wybranych regionach świata, praca licencjacka, Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Surowiecki A., 2015, *Silne gradobicia w Polsce w latach 2010 – 2014*, praca licencjacka, Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Surowiecki A., 2017, Meteorologiczne i synoptyczne uwarunkowania silnych burz w Polsce (2010 – 2016), praca magisterska, Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Szturc J., 2004, *Teledetekcja satelitarna i radarowa w meteorologii i hydrologii*, wyd. ATH, Bielsko Biała

Tuszyńska I., 2011, Charakterystyka produktów radarowych, IMGW, Warszawa

Tuszyńska I., 2014, Interpretacja obrazów radarowych pod kątem wykorzystania do planowania lotów i możliwości wykonania, IMGW, Warszawa

Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce, wyd. IMGW, Warszawa

Walczakiewicz S., Ostrowski K., 2010, Nawałnica z 4 VII 2002 r. jako przykład bow echo

w Europie Środkowo-Wschodniej ze szczególnym uwzględnieniem burzy w Puszczy Piskiej, Materiały Geo-Sympozjum Młodych Badaczy Silesia 2010, Bytom

Weisman M. L., Evans C. E., Bosart L., 2013, *The 8 May 2009 Superderecho: Analysis of a real-time explicit convective forecast*, Weather and Forecasting, t. 28, z. 3

Woś. A., 2010, Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku, wyd. UAM, Poznań

Spis źródeł internetowych

Dostęp: 15.07.2018

https://borytucholskie.net/nawalnica-borach-tucholskich/

https://lowcyburz.pl/download/przewodnik_po_prognozach_konwekcyjnych.pdf

https://spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/derechofacts.htm

 $https://straz.gov.pl/aktualnosci/lista_aktualnosci/Podsumowanie-skutkow-nawalnic-w-okresie-od-10-do-22-sierpnia-2017-r/idn:36409$

Spis rysunków

Rys. 1. Polska na tle Europy. Poglądowa mapa fizycznogeograficzna; źródło:
https://geology.com/world/europe.jpg
Rys. 2. Średnia roczna temperatura powietrza na terenie Polski w latach 1971-2000;
źródło: http://klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/10
Rys. 3. Średnia roczna suma opadów na terenie Polski w latach 1971-2000; źródło:
http://klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/
Rys. 4. Średnia 10-minutowa prędkość wiatru mierzona na wysokości 10 metrów; źródło:
http://www.f3f-klif.pl/wp-content/uploads/2010/10/wiatr_lorenc.jpg13
Rys. 5. Średnia roczna liczba dni z burzą w latach 1981-2010 na stacjach synoptycznych
I i II rzędu; źródło: Vademecum, 201317
Rys. 6. Chmura Cumulonimbus wraz ze smugami opadowymi. Fot. autor
Rys. 7. Charakterystyczne poziomy na podstawie budowy chmury burzowej;
$opracowanie \ własne \ na \ podstawie: \ ftp.comet.ucar.edu/ootw/tropical/textbook_2nd_$
edition/media/graphics/ precip_process_cb_land_static.jpg20
Rys. 8. Fazy rozwoju komórki burzowej. Opracowanie własne na podstawie:
$http://www.geo.brown.edu/research/Hydrology/ge04_Floods_and_Droughts/Content/Im$
age35.gif21
Rys. 9. Struktura superkomórki burzowej; źródło: http://www.drdiagram.com/wp-
content/uploads/2017/02/templates-tornado-supercell-diagram-tornado-supercell-
diagram-supercell-tornado-diagram-tornado-supercell.jpg25
Rys. 10. Przekrój poziomy przez superkomórkę burzową wraz z zaznaczonymi prądami;
źródło: i.pinimg.com/originals/26/8b/e8/268be87348e293f8fcdd8bf84daa2403.jpg

Rys. 11. Superkomórka burzowa z doskonale zaznaczoną podstawą prądu wstęp	ującego
(wall cloud) oraz strefą prądu zstępującego z ulewnymi opadami (downdraft, FF	D); fot.
autor	27
Rys. 12. Rozwój zjawiska downburst; źródło: e-education.psu.edu/meteo	o3/sites/
www.eeducation.psu.edu.meteo3/files/images/lesson9/microburst_stages.png	
Rys. 13. Rodzaje derecho: seryjne (serial) oraz progresywne (progressive);	źródło:
spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/images/Jet_Stream_figs/derecho_serialand	
progressivehoriz.png	32
Rys. 14. Oznaczenie podstawowych parametrów konwekcyjnych na s	ondażu
aerologicznym; opracowanie własne z wykorzystaniem Sounding Decoder 2014.	36
Rys. 15. Przekrój pionowy przez zasięg skanowania radaru meteorologie	cznego;
źródło: Pilorz, Laskowski 2017	38
Rys. 16. Lokalizacja radarów meteorologicznych oraz zasięg skan	owania
dopplerowskiego (125 km); opracowanie własne	40
Rys. 17. Skala barwna wykorzystywana w produktach IMGW-PIB;	źródło:
pogodynka.pl	41
Rys. 18. Przykładowy produkt CMAX dla całego kraju; źródło: IMGW-PIB	42
Rys. 19. Przykładowy produkt PCAPPI 2 km; źródło: IMGW-PIB	43
Rys. 20. Przykładowy obraz PPI – elewacja 0,5°; źródło: IMGW-PIB	44
Rys. 21. Przykładowy produkt EHT; źródło: IMGW-PIB	44
Rys. 22. Przykładowy obraz produktu HWIND; źródło: IMGW-PIB	45
Rys. 23. Przykładowy przekrój przez troposferę. 11:23, 17.06.2016, radar w Legic	onowie;
źródło: IMGW-PIB	45
Rys. 24. Sygnatura bow echo na obrazie CMAX; źródło: IMGW-PIB; oprac	owanie
własne	47
Rys. 25. Rozwój bow echo; źródło: Popławska 2016	48
Rys. 26. Rear Inflow Notch (RIN) na obrazie radarowym;	źródło:
weather.gov/images/dmx/SigEvents/2011-07-11 Derecho/Radar/Notch/BR Note	ch.gif
	49
Rys. 27. Sygnatura MARC na wysokości 3 km; źródło: IMGW-PIB	50
Rys. 28. Sygnatura MCV w północnej części burzy;	źródło:
https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/casepages/may82009page.htm	51
Rys. 29. Sygnatura BWER; źródło: IMGW-PIB	52
Rys. 30. Overhang na przekroju pionowym; źródło: IMGW-PIB	53

Rys. 31. Superkomórka burzowa z wyraźną sygnaturą hook echo w południowo zachodniej źródło: i1.wp.com/quadcitiesdaily.com/wpczęści burzy; Rys. 32. Mapa synoptyczna, 11.08.2017, godz. 00; źródło: IMGW-PIB......56 Rys. 34. Mapa synoptyczna, 12.08.2017, godz. 00; źródło: IMGW-PIB......58 Rys. 35. Warunki na stacjach synoptycznych o 12:00 prezentujące wysokie wartości temperatury punktu rosy oraz znaczny kontrast termiczny pomiędzy zachodnią a centralną częścią kraju; opracowanie: S. Walczakiewicz60 Rys. 36. Sondaż aerologiczny wykonany o 12 w Prostejovie (Czechy); źródło: Sounding Rys. 38. Superkomórka burzowa - odbiciowość i wiatr radialny o 17:23, 11.08.2017, radar Poznań; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne......65 **Rys. 40.** Cyrkulacja wewnątrz superkomórki – prąd napływowy (inflow jet) oraz prądy zstępujące (FFD - forward flank downdraft oraz RFD - rear flank downdraft); źródło: Rys. 41. Przekrój VCUT przez superkomórkę burzową wraz z zaznaczonymi prądami prad napływowy (inflow jet), prad wstępujący (updraft) oraz prądy zstępujące (FFD i RFD).; źródło: IMGW-PIB.; opracowanie własne......67 Rys. 42. Mapa synoptyczna, 11.08.2017r., 18:00; opracowanie S. Walczakiewicz......68 Rys. 43. Rozwój burzy na podstawie obrazu radarowego przedstawiającego prędkość radialną wiatru wraz z zaznaczonym miejscem wystąpienia porywu o prędkości 36,0 ms⁻¹; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne......69 Rys. 44. Obraz PCAPPI 3 km. Położenie miejscowości Suszek oraz zasięg oddziaływania mezoskalowego wiru konwekcyjnego; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne71 Rys. 45. Obraz CMAX wraz z MCV w zachodniej części układu; źródło: IMGW-PIB; Rys. 46. Sondaż aerologiczny - Legionowo, godz. 00, 12.08.2017.; źródło: Sounding Rys. 47. Maksymalna odbiciowość w takcie godzinnym; opracowanie M. Taszarek....73 Rys. 48. Superkomórka burzowa na wysokości 1, 4, 7 i 10 km; źródło: IMGW-PIB....74

Rys. 49. Superkomórka burzowa na wysokości 4 km - skanowanie klasyczne oraz
dopplerowskie; źródło: IMGW-PIB75
Rys. 50. Tłumienie sygnału przez masywną superkomórkę; źródło: IMGW-PIB75
Rys. 51. Maksymalna wysokość odbiciowości przekroczyła 16 km; źródło: IMGW-PIB;
opracowanie własne76
Rys. 52. Rear inflow jet w tylnej części superkomórki; źródło: IMGW-PIB; opracowanie
własne
Rys. 53. Sygnatura BWER na przekroju przez superkomórkę; źródło: IMGW-PIB;
opracowanie własne77
Rys. 54. Mezocyklon superkomórki burzowej; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne
Rys. 55. Rozwój sygnatury MCV na pograniczu woj. wielkopolskiego
i kujawsko-pomorskiego; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne
Rys. 56. Sygnatura MARC na obrazie PCAPPI z poziomu 4km; źródło: IMGW-PIB;
opracowanie własne
Rys. 57. Sygnatura MCV oraz MARC nad woj. pomorskim; źródło: IMGW-PIB;
opracowanie własne
Rys. 58. Położenie czoła burzy na tle radarowych pomiarów prędkości wiatru;
źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne
Rys. 59. Strefa konwergencji w osi układu burzowego po jego przejściu oraz położenie
czoła układu; źródło: IMGW-PIB; opracowanie własne
Rys. 60. Powalony słup wysokiego napięcia; fot. K. Kasprzyk
Rys. 61. Maksymalne porywy wiatru (w ms ⁻¹) odnotowane na stacjach IMGW-PIB;
opracowanie własne
Rys. 62. Rozkład raportów o wystąpieniu opadów dużego gradu; źródło: ESWD;
opracowanie własne; grad w Głubczycach; fot. P. Jurkiewicz
Rys. 63. Rozkład raportów o silnych opadach oraz o szkodach spowodowanych przez
wyładowania atmosferyczne; źródło: ESWD; opracowanie własne
Rys. 64. Rozkład raportów o silnych opadach oraz o szkodach spowodowanych przez
wyładowania atmosferyczne; źródło: ESWD; opracowanie własne
Rys. 65. Rozkład szkód wiatrowych; źródło: ESWD; opracowanie własne
Rys. 66. Rozkład czasowy raportów ESWD o silnym wietrze; opracowanie własne 88

Rys. 67. Objętość zniszczonych drzew na terenie województw wielkopolskiego, kujawsko-pomorskiego oraz pomorskiego z podziałem na nadleśnictwa; źródło: Rys. 68. Obraz radarowy CMAX nałożony na mapę szkód w poszczególnych nadleśnictwach; dane radarowe: IMGW-PIB; dane z nadleśnictw: Lasy Państwowe; Rys. 69. Zniszczone tereny leśne w rejonie miejscowości Rytel; źródło: Lasy Państwowe Rys. 70. Zniszczone tereny leśne na trasie układu burzowego. Na rys.70b widoczne są skutki zmiennego kierunku wiatru; źródło: Lasy Państwowe......93 Rys. 71. Wiatrołomy na terenie Borów Tucholskich; źródło: Lasy Państwowe94 Rys. 72. Wiatrołomy na terenie Borów Tucholskich z wyraźnie zaznaczającym się jednakowym kierunkiem powalenia drzew wskazującym na zjawisko downburst; źródło: http://g3.gazetaprawna.pl/p/ wspolne/pliki/3055000/3055998-zniszczony-las-w-Rys. 73. Rozkład interwencji Państwowej Straży Pożarnej w związku z usuwaniem

Spis tabel

Tab. 1. – prędkości wiatru i szkody charakterystyczne dla poszczególnych klas15
Tab. 2. – porywy wiatru zanotowane 11.08.2017 r. wraz z godziną wystąpienia63
Tab. 3. Szacunkowe szkody w lasach powstałych w wyniku huraganu* z dnia
11/12.08.2017 r. wg stanu na dzień 18.08.2017 r. (nadleśnictwa ujęte w decyzji
nr 211/2017)91

Załączniki

Załącznik 1. Przebieg nawałnicy na obrazach radarowych CMAX w odstępach godzinnych pomiędzy godz. 14:10 a 23:10, 11. Sierpnia 2017r.. Źródło: IMGW-PIB










Załącznik 2. Mapa radarowa z godziny 21:00 oraz lokalizacja czoła burzy w poszczególnych godzinach występowania derecho. Opracowanie własne. Radar: IMGW-PIB.

