

Jan DEGIRMENDŽIĆ

Katedra Geografii Fizycznej UŁ

Krzysztof M. KOŻUCHOWSKI

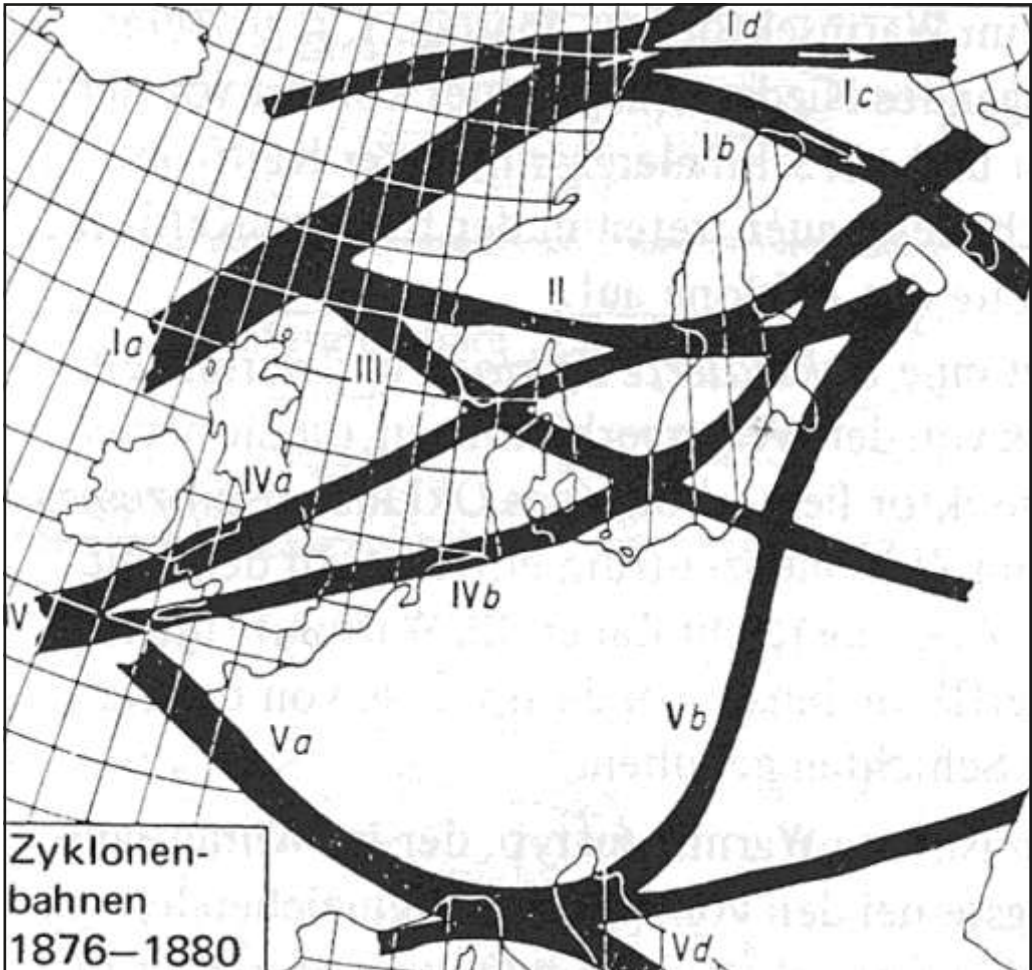
Instytut Nauk Leśnych, Filia UŁ w Tomaszowie Mazowieckim

AKTYWNOŚĆ NIŻÓW ŚRÓDZIEMNOMORSKICH NAD POLSKĄ A CYRKULACJA W GÓRNEJ I ŚRODKOWEJ TROPOSFERZE

ACTIVITY OF MEDITERRANEAN LOWS OVER POLAND VERSUS UPPER AND MIDDLE TROPOSPHERIC CIRCULATION

Niże śródziemnomorskie nad Europą Środkowo-Wschodnią (*MEC* – *Mediterranean European Cyclones*) wyróżniają się specyficzną genezą, a przede wszystkim charakterystyczną trajektorią swojego ruchu znad basenu Morza Śródziemnego. W basenie śródziemnomorskim zlokalizowana jest strefa cyklogenezy, dzięki której przeważająca część układów cyklonalnych występujących na tym obszarze („niżów śródziemnomorskich”) ma charakter autochtoniczny; według Martyn (2000) spośród średniej rocznej liczby 76 cyklonów tam występujących aż 69 powstaje nad Morzem Śródziemnym, z czego kolejna większość (52 niże) tworzy się nad Zatoką Genueńską – są to tzw. „niże genueńskie”.

Klasycznym obrazem rozmieszczenia trajektorii cyklonów europejskich jest mapa v a n B e b b e r a (1891), na której znalazło się 5 grup szlaków niżowych (*Zugstrassen der Minima*). Wśród nich wyróżnia się szlak Vb, biegnący południkowo znad Adriatyku przez Europę Środkowo-Wschodnią, aż do granic Finlandii (rys. 1). H a n n (1906) podawał, że w latach 1876-1889 niże wędrujące szlakiem Vb stanowiły ok. 15% wszystkich cyklonów występujących nad Europą. Według M ä n d l i (2014) 10% głębokich cyklonów nad Estonią stanowią tzw. niże południowe. Na równoleżniku 52°N, między 5 i 35° E, pojawia się rocznie 16 głębokich cyklonów

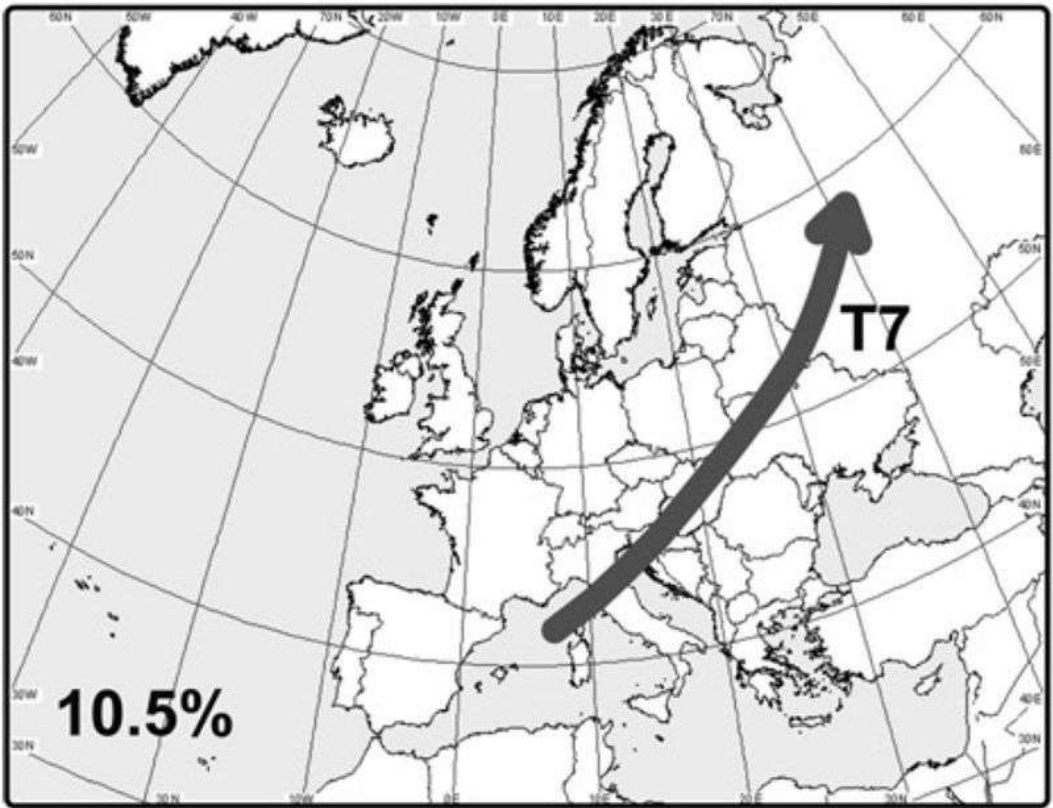


Rys. 1. Typy szlaków niżowych w Europie wg Van Bebbera (1891)

Fig. 1. Cyclone tracks in Europe according to Van Bebbber (1891)

($p < 1000$ hPa) przemieszczających się z południa na północ, z których ponad 10 przekracza ten równoleżnik w sektorze $20\text{--}35^\circ$ E, tj. w południowo-wschodniej Polsce i na Ukrainie (Sepp, 2005). Średni „czas życia” niżów południowych przekracza 130 godzin (Mändla, 2014). Według Bielc-Bąkowskiej (2010) ponad 10% głębokich cyklonów występujących nad Polską reprezentują układy przemieszczające się znad Morza Śródziemnego szlakiem T7, który odpowiada wyróżnionemu przez van Bebbera (1891) szlakowi Vb (rys. 2).

Mundelsee i in. (2004) podkreślają, że *Zugstrasse Vb* stanowi nadal aktualne narzędzie umożliwiające śledzenie cyrkulacyjnych warunków tworzenia się



Rys. 2. Szlak T7 ruchu głębokich nizin nad Europą wg Bielec-Bąkowskiej (2010)

Fig. 2. T7 track of deep cyclones in Europe according to Bielec-Bąkowska (2010)

rozległych opadów i powodzi w Europie Środkowej, w większości związanych z aktywnością nizin *MEC*. Ocenia się, że aż 88% silnych powodzi w Polsce jest związanych z działalnością nizin na szlaku Vb (Bogdanowicz, Stachy, 1998, 2002).

Nize śródziemnomorskie przemieszczają się w kierunku Europy Środkowo-Wschodniej podczas kształtowania się południkowych form cyrkulacji w środkowej i górnej troposferze. „Układy powstające nad północną częścią Włoch wędrują niemal wzdłuż osi prądu strumieniowego, przecinają Nizinę Węgierską i docierają do Karpat Wschodnich” (Bartoszek, 2006).

Ulbrichi in. (2003), którzy analizowali warunki towarzyszące powodzi w dorzeczu Łaby w 2002 r., ustalili, że czynnikami aktywizującymi nize śródziemnomorskie są zatoka w polu powierzchni izobarycznej 300 hPa nad zachodnią Europą, dywergencja w pobliżu tropopauzy oraz znaczne kontrasty termiczne mas powietrznych uczestniczących w wymianie południkowej.

Mundelsee in. (2004) sytuacje baryczne odpowiadające położeniu nizin na szlaku Vb zakwalifikowali według klasyfikacji *Großwetterlagen* (Hess, Brezowsky,

1952) do typu cyrkulacji *Troglage Mitteleuropa* (TrM), który oznacza bruzdę cyklonalną nad Europą Środkową. Cyklony śródziemnomorskie w swym położeniu na wschód od Polski tworzą układ cyrkulacji cyklonalnej wschodniej i północno-wschodniej E_0 (wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein, 1978).

Spostrzeżenia te pozwalają uznać, że poza „geograficznymi” czynnikami cyklogenezy w basenie Morza Śródziemnego, takimi jak termiczne oddziaływania ciepłego podłoża akwenów oraz orografia, wędrówka niżów MEC nad kontynent zależy od cyrkulacji górnotroposferycznej. Ma tu zastosowanie teoria dywergencyjna R. Scherhaga-Ulbrich i in. (2003) wskazująca na istnienie strefy silnej dywergencji nad niżami MEC w warstwie troposfery 500-250 hPa. Geneza i aktywność tych niżów jest pochodną chwiejności baroklinowej, kształtującej się wskutek południkowej wymiany mas powietrza.

Generalnym czynnikiem cyrkulacyjnym jest tu położenie i amplituda fali długiej w środkowej i górnej troposferze. Dolina tej fali, umiejscowiona nad środkową Europą, umożliwia kształtowanie się systemu cyrkulacyjnego sprzyjającego wędrówce niżów szlakiem Vb. Fronty atmosferyczne związane z tymi niżami i bezpośrednio oddziałujące na panującą w ich zasięgu pogodę, w tym szczególnie wysokie opady, są przede wszystkim efektem obecności i rozwoju północnej adwekcji chłodnego powietrza i południowej adwekcji mas ciepłych odpowiednio po zachodniej i wschodniej stronie bruzdy cyklonalnej TrM.

Ś w i ą t e k (2013a) wykonała analizę kierunków adwekcji mas powietrznych napływających nad Polskę podczas powodzi w lipcu 1997 i w maju 2010 r. Opady dobowe w Raciborzu 7 lipca 1997 osiągnęły 92,7 mm, a w Dobczycach 16 maja 2010 – 126 mm. W lipcu 1997 r. stwierdzono adwekcję ciepłego i wilgotnego powietrza zwrotnikowego znad Morza Śródziemnego w atmosferze na wysokości ponad 4000 m, powietrza kontynentalnego, napływającego ze wschodu na wysokości 2000 m, oraz chłodnego powietrza polarnego morskiego na wysokości 500 m. W sytuacji z 2010 r. stwierdzono także napływ powietrza zwrotnikowego oraz dolną adwekcję chłodnych mas PPM. Konwergencja ciepłego powietrza śródziemnomorskiego i mas PPM powodowała kształtowanie się dużych poziomych różnic temperatury nad Polską (ponad 10°C), a powstające przy froncie opady znacznie przewyższały zawartość wody opadowej¹ w atmosferze, tj. były wyższe od 30-40 mm.

Niże śródziemnomorskie na szlaku Vb stanowią dobry przykład związku dolnych układów barycznych (tj. pola ciśnienia na poziomie morza) z ukształtowaniem powierzchni izobarycznych i cyrkulacją w środkowej, a także w górnej troposferze. W szczególności południkowy tor wędrówki niżów MEC jest uwarunkowany przez charakter i położenie fal długich Rossby’ego, sklasyfikowanych jako tzw. makroformy cyrkulacji środkowo-troposferycznej w atlantycko-euroazjatyckim

¹ Ang. *precipitable water*, pol. opad potencjalny (red.).

sektorze półkuli północnej przez Van Gengenema (1938, 1940, 1946, 1948, 1952), a następnie w całej pozazwrotnikowej ($>30^{\circ}\text{N}$) strefie półkuli przez jego ucznia – Girsę (1948, 1960, 1964, 1971, 1974, 1981).

W atlantycko-euroazjatyckim sektorze (między Grenlandią a Jenisejem) wyróżnia się makrotyp cyrkulacji strefowej (W) o niewielkiej amplitudzie fal długich oraz dwa makrotypy cyrkulacji południkowej: makrotyp C, któremu odpowiada duża amplituda fali z silnie zaznaczoną zatoką na powierzchni izobarycznej 500 hPa, zlokalizowaną nad europejską częścią Rosji, oraz makrotyp E, z zatoką nad zachodnią i środkową Europą (obraz położenia fal długich W, C i E przedstawiono m. in. w artykule Marsza, 2013).

Sepp (2005), który badał m. in. zależności między położeniem i kierunkami ruchu niżów w Europie Środkowo-Wschodniej a frekwencją makroform cyrkulacji, stwierdził, że strefowa forma cyrkulacji W sprzyja wędrówce niżów z zachodu na wschód, zwłaszcza w strefie na północ od 55°N , w tym nad Bałtykiem. Z częstotliwością makroformy W są pozytywnie i znacząco skorelowane zachodnie (A wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein, 1978), północno-zachodnie (B) i południowo-zachodnie (CB) typy cyrkulacji cyklonicznej w Polsce (Kozuchowski, 1993). Makroformy południkowe natomiast skutecznie ograniczają frekwencję niżów na szlakach równoleżnikowych. Najsilniejszą blokującą rolę spełnia w tym przypadku makroforma E. Jednocześnie częstość występowania makroformy E jest pozytywnie skorelowana z liczbą niżów nad południową Francją. Im mniej niżów na szlaku bałtyckim, tym więcej nad Morzem Śródziemnym – stwierdza Sepp (2005).

Badania Seppa (2005) oraz Marsza (2013) wykazały, że z makroformą E skorelowane są ujemne anomalie ciśnienia nad południowo-zachodnią częścią Europy, a najsilniejsze negatywne korelacje obejmują zachodnią część Morza Śródziemnego, w tym obszar cyklogenezy niżów genueńskich. Z makroformą E skorelowane są dodatnie anomalie ciśnienia nad północno-wschodnią Europą. Izokorelata $r = 0$ przebiega na linii Oslo – Suwałki – Krym, co może świadczyć o tym, że pole ciśnienia nad Europą Środkowo-Wschodnią kształtujące się pod wpływem makroformy E sprzyja w tym regionie cyrkulacji południowo-wschodniej.

Sidorenkovi Orlov (2008) wskazali na związek panowania makroformy cyrkulacji strefowej (W) z występowaniem dodatnich anomalii ciśnienia i temperatury w umiarkowanych i podzwrotnikowych szerokościach geograficznych oraz ujemnych anomalii w strefie polarnej. Ujemne anomalie ciśnienia na poziomie morza odpowiadają w przybliżeniu zatokom, a dodatnie anomalie – klinom związanym z makroformami E i C. Anomalie termiczne przesunięte są na wschód od osi zatok i klinów, a ich znak zależy od kierunku splotu mas powietrza w środkowej troposferze. Opady są negatywnie skorelowane z anomaliami ciśnienia, a położenie anomalii opadowych przesunięte jest na wschód od osi zatok i klinów.

Dodatnie anomalie opadowe w Europie Środkowej, które można interpretować jako „śląd” obecności niżów śródziemnomorskich, w cieplej połowie roku (V-X)

są istotnie skorelowane z częstością makroformy E w południkowo biegnącym pasie od Węgier po Danię, w chłodnej połowie roku makroformie E odpowiadają wysokie opady w południowej Europie, szczególnie na Bałkanach, w Karpatach i na Nizinie Węgierskiej (Kozuchowski, Marciniak, 1988).

Przytoczone fakty przemawiają za sformułowaniem hipotezy, że to **południkowa cyrkulacja w formie E stwarza warunki umożliwiające pojawianie się niżów śródziemnomorskich nad Europą Środkowo-Wschodnią. Weryfikacja tej hipotezy stanowi cel prezentowanej pracy.** „Miękkie” ujęcie przyjętej hipotezy wynika z obserwowanej różnicy między znaczną częstością występowania makroformy E (średnio prawie 50% dni w roku) i znikomą na tym tle frekwencją niżów śródziemnomorskich (średnio ok. 7 niżów MEC rocznie). Panowanie makroformy E nie może więc być równoznaczne z obecnością niżu MEC w środkowej Europie. Do cyklogenezy MEC przyczyniają się ponadto specyficzne czynniki cyrkulacyjne, w tym szczególnie górnotroposferyczne układy cyrkulacyjne. **Identyfikacja charakterystycznych form cyrkulacji górnotroposferycznej (na poziomie 300 hPa) stowarzyszonych z niżami MEC stanowi drugi cel niniejszego opracowania.**

Niże o genezie śródziemnomorskiej stanowią pewną osobliwość wśród cyrkulacyjnych czynników klimatu Polski; pojawiają się nieczęsto, ale znacząco wpływają na zmienność elementów klimatu, przede wszystkim na wysokość opadów atmosferycznych. Niektóre epizody opadowe powstające w związku z działalnością niżów śródziemnomorskich, zwłaszcza w okresie letnim, odznaczają się wyjątkową obfitością i są odpowiedzialne za najwyższe notowane w Polsce sumy opadów. Z tego względu niże śródziemnomorskie można uznać za czynnik generujący ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne w Polsce.

Trzecim celem tego opracowania jest określenie wieloletnich tendencji zmian częstości i aktywności występujących w badanym okresie niżów śródziemnomorskich MEC oraz opadów w Polsce związanych z działalnością tych niżów. Wyniki wykonanych analiz statystycznych mogą stanowić przyczynek do weryfikacji hipotezy o rosnącej intensywności ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych towarzyszących współczesnym zmianom klimatycznym.

Hipoteza o wzrastającej współcześnie częstości i intensywności zjawisk ekstremalnych – w odniesieniu do niżów śródziemnomorskich MEC – jest co najmniej problematyczna. Ku n d z e w i c z (2009) wyraził jasno ową wątpliwość: „...nie jest jasne, czy w cieplejszym świecie należy obawiać się częstszych, a bardzo niechcianych odwiedzin tzw. cyklonu genueńskiego (system Vb), odpowiedzialnego za powódzie w Polsce...” (s. 32).

Scenariusze klimatyczne są niejednoznaczne w kwestii prognozowanej zmiany liczby i aktywności niżów śródziemnomorskich. Modele globalnego ocieplenia prognozują przesunięcie się podzwrotnikowego pasa antycyklonów ku wyższym szerokościom geograficznym, co w prostej konsekwencji mogłoby prowadzić do

spadku częstości cyklonów śródziemnomorskich. Modele regionalne jednak nie potwierdzają takiego scenariusza. Muskulusi i Jacob (2005), na podstawie wyników modelu REMO, przewidują wzrost ogólnej liczby cyklonów w basenie Morza Śródziemnego, szczególnie wyraźnie zaznaczony latem. Częstość „głębokich” niżów (< 950 hPa w centrum) ma się jednak jednocześnie obniżyć. Odmienne scenariusze zaprezentowali Anagnostopoulou i in. (2006), którzy studiowali aktywność niżów w trzech regionach basenu Morza Śródziemnego: w Zatoce Genueńskiej, nad południowymi Włochami i w rejonie Cypru. Według modelu HadAMP3 częstość niżów śródziemnomorskich w latach 2071-2100 ma się zmniejszyć, ale jednocześnie ma wzrosnąć ich intensywność. Jeszcze inne scenariusze (Pinto i in., 2009) przewidują przesunięcie atlantyckiego prądu strumieniowego ku wschodowi, nad kontynent Europy, co może zmniejszyć istotnie częstość występowania sytuacji TrM (wg klasyfikacji *Großwetterlagen*) nad zachodnią i środkową Europą i w konsekwencji również ograniczyć liczbę niżów MEC.

Analizy empirycznych serii czasowych, w przeciwieństwie do teoretycznych scenariuszy, dają podstawy do bardziej realnych ocen tendencji zmian liczby i aktywności cyklonów MEC. Niestety także i w tych ocenach nie mamy pełnej zgodności wyników, prezentowanych przez różnych badaczy. Trigo i in. (2000) np. wykryli malejącą w końcowych 4 dekadach XX wieku intensywność cyklonów śródziemnomorskich – głębokość minimów ciśnienia w pobliżu równoleżnika 37,5°N zmniejszała się. Równolegle zaobserwowano malejące opady w okresie jesienno-zimowym na północnych obrzeżach Morza Śródziemnego. Bessela i in. (2012) wykryli malejące trendy sum opadów w Europie na południe od 48. równoleżnika; w zimie -5,3 mm/10 lat, w lecie -2,0 mm/10 lat w latach 1951-2010. Badania Wibig (2009) wykazały, że od połowy XX wieku wzrosła w Polsce częstość występowania opadów o niskich sumach dobowych, natomiast opady wysokie (na poziomie 5., 10. i 25. percentyla), jak również maksymalne sumy dobowe, cechowała tendencja malejąca. Wniosek o zmniejszających się wysokościach maksimów opadowych w Polsce w latach 1951-2006 przedstawiła też Łupikasza (2010). Tendencje opadowe mogą więc sugerować, że aktywność niżów śródziemnomorskich w drugiej połowie XX wieku osłabła.

Niewielka częstość występowania niżów w Europie Środkowo-Wschodniej charakteryzowała lata 1980. W tym czasie obecność niżów nad Zatoką Genueńską, głównym obszarem cyklogenezy śródziemnomorskiej, była także wyjątkowo mała (Bartholy i in., 2009), a głębokie nize wędrujące szlakiem T7 (odpowiednik szlaku Vb) w ciągu lat 1980-1987 w ogóle nie występowały (cyt. za Bielec-Bąkowska, 2010).

Mändla (2014) stwierdził jednakże brak istotnych tendencji w liczbie „cyklonów południowych”, przekraczających równoleżnik 55° N między 0° i 60° E. Zauważył on też, że średnie ciśnienie w centrach tych cyklonów w latach 1948-2010 nie zmieniało się znacząco, ale w najgłębszych niżach – obniżało się. Mändla i in. (2015) powtarzają, że minima ciśnienia w głębokich niżach południowych

obniżały się znacząco, ale czas trwania wszystkich niżów południowych (w okresie letnim) skracał się. Malejącą w wieloleciu liczbę cyklonów przemieszczających się na północ znad basenu Morza Śródziemnego stwierdzili K a z a n a c h e e v a i S h u v a l o v (2012). O zmniejszającej się liczbie niżów śródziemnomorskich wędrujących na północ pisał Sepp (2005). Roczna liczba tych niżów, przekraczających z południa równoleżnik 52° N w sektorze między południkami 20 i 35°E (w którym leży „klasyczna” trajektoria Vb), zmalała znacząco (tab. 1).

Tabela 1. Liczba głębokich cyklonów przekraczających z południa na północ równoleżnik 52°N w sektorach między 5 i 20°E (a) i między 20 i 35°E (b) oraz trendy zmian tej liczby w latach 1948-2000.

Wyróżniono (*) trendy statystycznie istotne na poziomie $\alpha=0,05$
(źródło: Sepp, 2005)

Table 1. The number of deep cyclones moving from the south to the north and crossing the parallel 52°N between 5 and 20°E (a) and between 20 and 35° E (b). Trends to this number in the years 1948- 2000. Statistically significant coefficients at $\alpha=0.05$ are denoted (*)
(source: Sepp, 2005)

Sektor / Sector	a	b
Średnie liczby cyklonów Average cyclone count		
Rok / Year	5,7	10,4
Trend (zmiana/63 lata; change/63 years)		
Wiosna / Spring	1,3	-1,5
Lato / Summer	-0,5	-0,6
Jesień / Autumn	-0,6	0,1
Zima / Winter	-0,5	-2,1*
Rok / Year	-0,2	-3,9*

Ten sam autor przedstawił obraz wieloletnich zmian makroform cyrkulacji (wg klasyfikacji Vangengeima-Girsa) od końca XIX wieku do roku 2001 (Sepp, 2011). Zmiany te wyraźnie wskazują na malejącą gwałtownie w końcu ubiegłego stulecia frekwencję makroformy E, predestynowanej do kształtowania warunków dla wędrówki niżów szlakiem Vb. W latach 1970. i 1980. notowano ponad 210 dni w roku z makroformą E, po 1991 roku liczba ta spadła poniżej 150. Można zatem sądzić, że także „odwiedziny cyklonów genueńskich” stają się rzadsze.

Dane i metody opracowania

W pracy wykorzystano bazę danych o niżach na półkuli północnej skonstruowaną przez S e r r e z e ' a (2009). Lista niżów obejmuje wszystkie układy rozwijające się na półkuli północnej od 1 I 1958 do 31 XII 2008. Spośród wszystkich

cyklonów do celów niniejszej pracy wybrano te, które na dowolnym etapie rozwoju niżu mają centrum usytuowane w obrębie basenu Morza Śródziemnego, Morza Czarnego lub Morza Azowskiego, a w późniejszym etapie rozwoju znajdują się w odległości nie większej niż 350 km od granic Polski, co sprawia, że przynajmniej część terytorium kraju znajduje się w zasięgu cyrkulacji cyklonalnej.

Wyselekcjonowano 351 niżów śródziemnomorskich (*MEC*), które następnie pogrupowano według kryteriów uwzględniających przebieg trajektorii oraz umiejscowienie punktu cyklolizy. Wydzielono 4 klasy niżów *MEC*:

E – wschodnia klasa niżów, których szlak wędrówki przebiega na wschód od Polski i zarazem jest najbardziej zbliżony do szlaku Vb van Bebbera;

C – centralna klasa niżów, ze szlakami przechodzącymi przez obszar Polski;

W – zachodnia klasa niżów, przemieszczających się szlakiem położonym na zachód od Polski;

S – południowa klasa niżów, wędrujących z zachodu na wschód szlakiem położonym na południe od Polski.

W pracy pominięto nieliczne przypadki niżów *MEC* zaklasyfikowanych jako BS (klasa czarnomorska).

Wyznaczono średnie położenie zarejestrowanych szlaków niżowych w ramach wyróżnionych klas niżów *MEC*. Średnie szlaki określono na podstawie najczęstszego miejsca występowania niżów danej klasy. Stwierdzono, że tory niżów należących do klasy W i klasy C na znaczącej przestrzeni dzielą się, tworząc odrębne odcinki – wschodni i zachodni – zaklasyfikowane odpowiednio jako typy szlaków WE i WW oraz CE i CW (rys. 3). Bardziej szczegółowy opis metodyki określania klas niżów *MEC* i szlaków ich wędrówek przedstawiono w artykułach D e g i r - mendźcia i K ożuchowskiego (2014, 2015a, 2015b).

Do opisu intensywności cyrkulacji cyklonalnej wykorzystano laplasjan ciśnienia obliczony dla centrum układu niżowego *MEC* – wartości tego parametru zaczerpnięto z bazy Serreze'a (2009). Funkcją laplasjanu ciśnienia jest wirowość geostroficzna niżu (ζ_g) (Peixoto, Oort, 1992, s. 44):

$$\zeta_g = \frac{1}{\rho f} \nabla^2 p$$

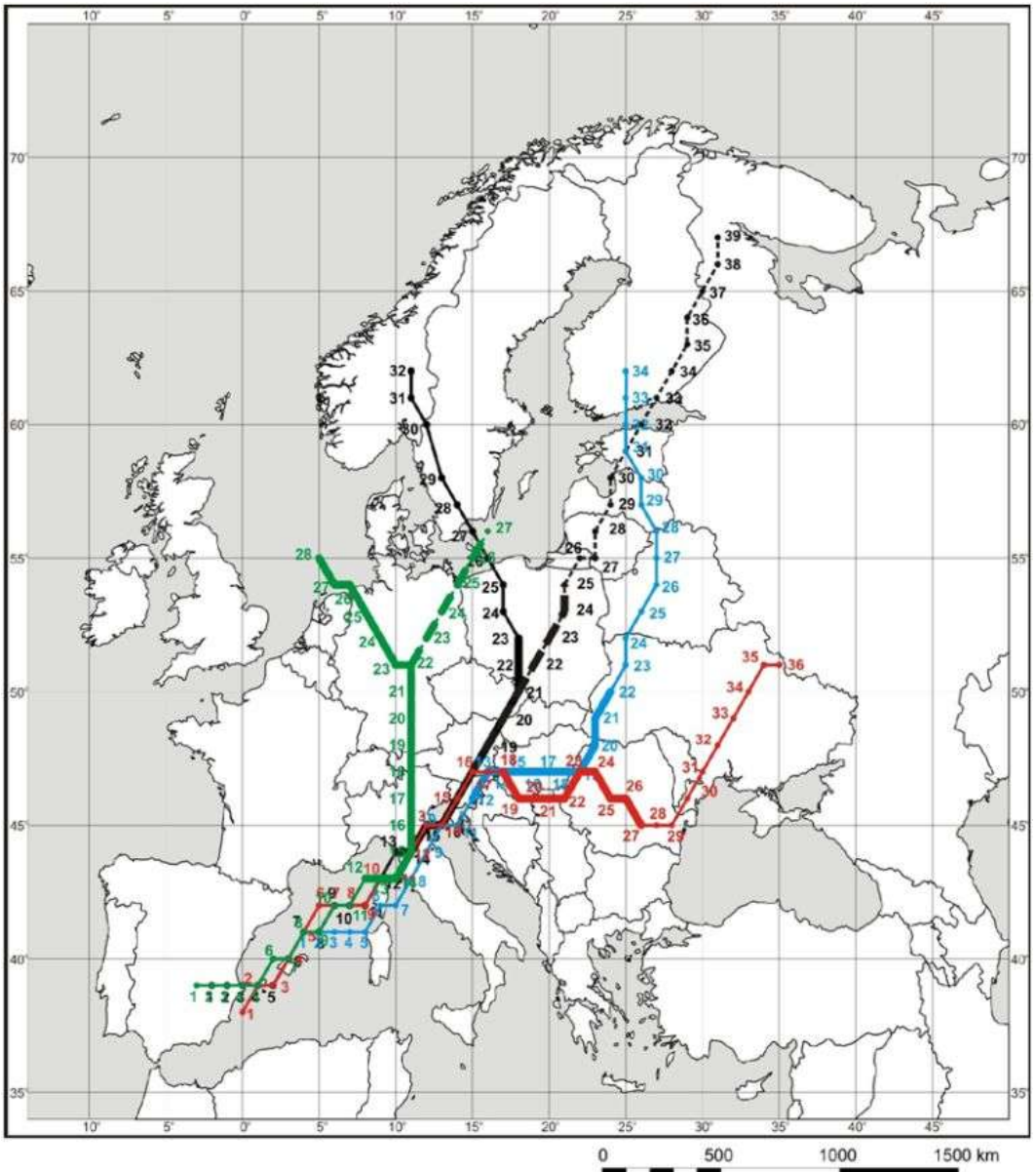
gdzie: ρ – gęstość powietrza, f – parametr Coriolisa, $\nabla^2 p$ – laplasjan ciśnienia (p) na powierzchni poziomej.

Ponadto analizowano wartości ciśnienia w centrum niżu zredukowanego do poziomu morza (*CCP* – *Cyclone Central Pressure*) oraz 6-godzinne wartości tendencji ciśnienia w centrum układu (Δp). Laplasjan ciśnienia, w odróżnieniu od wartości ciśnienia w centrum niżu, stanowi parametr charakteryzujący intensywność cyklonu w znacznej mierze niezależnie od zmian średniego klimatologicznego pola ciśnienia, w tle którego rozwija się dany niż (Murray, Simmonds, 1991). Pożądana jest więc jednoczesna analiza obu parametrów – tendencji ciśnienia i laplasjanu ciśnienia.

W charakterystyce opadów atmosferycznych związanych z aktywnością niżów MEC wykorzystano dobowe sumy opadów z 66 stacji i posterunków meteorologicznych w Polsce z lat 1958-2008. Sumy te powiązano z obecnością niżów MEC, wyróżniając opady pochodzenia śródziemnomorskiego (*Mediterranean Cyclo-nal Precipitation, MCP*). MCP wyznaczono dwoma metodami: 1) stosując metodę najmniejszej ortodromy – obliczono wartości ortodromy między centrum każdego niżu (występującego danego dnia na półkuli północnej) a każdą stacją meteorologiczną w Polsce notującą opad tego dnia; jeżeli najkrótsza ortodroma dotyczyła układu MEC, to traktowano taki opad jako MCP; w ten sposób wyznaczone wartości MCP wykorzystano w analizie trendów sum sezonowych oraz rocznych MCP; 2) wartości MCP wykorzystane w pozostałych analizach stanowią opady występujące w dniach, kiedy niż MEC znajdowały się na opadotwórczych odcinkach trajektorii. Opadotwórcze odcinki szlaków niżowych określają położenie niżów kształtujące znaczący przyrost sum dobowych opadów w Polsce (szczegółowy opis metody wyznaczania odcinków opadotwórczych na szlakach MEC oraz opadów MCP zamieszczono w artykule Degirmendźca i Kożuchowskiego, 2015a). Na rysunku 3 opadotwórcze odcinki torów niżowych zaznaczono pogrubioną linią; i tak np. niż MEC na torze wschodnim generują najwyższe opady przy położeniu ich ośrodków między północnym Adriatykiem a zachodnią Ukrainą (12-22 punkt trajektorii E), niżom na torze centralnym odpowiada odcinek opadotwórczy zlokalizowany między Zatoką Genueńską i obszarem Polski (punkty 13-23 i 24 na trajektorii C), opadotwórczy odcinek szlaku zachodniego (W) rozciąga się od Morza Liguryjskiego aż do Bałtyku i Morza Północnego (12-27 i 28). Najwyższe opady w Polsce wywołują niże przemieszczające się południowym szlakiem przez Węgry i Rumunię (punkty 16-28 trajektorii S).

Uwzględniając znaczenie niżów MEC w kształtowaniu zasobów wilgoci w atmosferze, określono zawartość tzw. wody opadowej (*precipitable water - PW*) nad Polską w dniach występowania niżów MEC na opadotwórczych odcinkach ich szlaków i związanych z nimi opadów. Zawartość wody opadowej w atmosferze (*PW*) określono na podstawie danych Reanaliz NCEP/NCAR (Kalnay i in., 1996). Obliczono średnie wartości *PW* na podstawie 6 punktów gridowych o współrzędnych 15°E, 17,5°E, 20°E i 22,5°E na równoleżniku 52,5°N oraz 20°E i 22,5°E na szerokości geograficznej 50°N. Wyznaczono średnie dobowe wartości *PW* w każdym dniu w roku, a następnie obliczono względne odchylenia *PW* od średniej wieloletniej wartości *PW* w dniach występowania opadów MCP (Δ).

Zgodnie z hipotezą zakładającą występowanie cyklonów śródziemnomorskich na szlaku Vb w warunkach rozwoju południkowych form cyrkulacji, sprawdzono zbieżność frekwencji niżów MEC na głównym obszarze ich cyklogenezy, tj. w basenie Morza Śródziemnego oraz na opadotwórczych odcinkach ich trajektorii w Europie Środkowo-Wschodniej i frekwencji makrotypów cyrkulacji południkowej E i C oraz makrotypu cyrkulacji strefowej W według klasyfikacji Vangengeima-Girsa.



Rys. 3. Średnie trajektorie nizin śródziemnomorskich nad Europą Środkowo-Wschodnią (MEC): szlak wschodni (E, niebieski), szlak centralny (C, czarny), szlak zachodni (W, zielony), szlak południowy (S, czerwony). Odcinki opadotwórcze szlaków pogrubiono. Punkty wzdłuż szlaków ponumerowano zgodnie z kierunkiem przemieszczania się nizin

Fig. 3. Average trajectories of Mediterranean cyclones in Central-Eastern Europe (MEC): eastern track (E, blue), central track (C, black), western track (W, green), southern track (S, red). The most rainfall-efficient segments of track are bolded. Points along trajectories are numbered in accordance with the direction of cyclone movement

Wykorzystano w tym celu katalog makrotypów cyrkulacji opublikowany przez Dimitrieva i Belyazo (2006)².

Na podstawie serii czasowych z lat 1958-2008 obliczono współczynniki trendów liniowych rocznej i sezonowej liczby niżów MEC wraz z ich charakterystykami: minimum ciśnienia, największą ujemną tendencją ciśnienia oraz maksymalną wirowością w cyklu życiowym każdego niżu MEC. Określono także wieloletnie trendy zmian opadów MCP i opadów całkowitych w Polsce, trendy zawartości wody opadowej w atmosferze (PW) oraz trendy częstości makrotypów cyrkulacji. Istotność obserwowanych tendencji sprawdzono, stosując test Mann Kendalla i przyjmując poziom istotności $\alpha=0,05$.

W charakterystyce procesów górnotroposferycznych mających wpływ na rozwijające się niży MEC wykorzystano średnie pola prędkości wiatru oraz dywergencji całkowitej na powierzchni izobarycznej 300 hPa. Pola te uśredniono w terminach występowania niżów MEC na opadotwórczych odcinkach torów E, C, S i W. Szczególną uwagę zwrócono na α -mezoskalowe maksima prędkości wiatru osadzone w osi prądu strumieniowego i określane jako *jet streak* (wobec braku odpowiednika polskiego tego terminu pozostawiono tu jego oryginalne brzmienie).

Dywergencję (δ) obliczono z wzoru definiującego ten parametr w układzie odniesienia związanym z powierzchnią sfery, w którym oś x skierowana jest na wschód, a oś y na północ (Bluestein, 1992, s.114):

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{v}{a} \tan \varphi$$

Pierwszy człon prawej strony równania stanowi pochodną składowej strefowej wiatru (u) po odcinku równoleżnika (x), drugi człon wzoru jest pochodną składowej południkowej (v) po odcinku południka (y), trzeci człon jest tzw. poprawką na zbieżność południków, gdzie a jest promieniem Ziemi, φ - szerokością geograficzną punktu, w którym szacowana jest dywergencja. Składowe prędkości wiatru pochodzą z bazy NCEP-NCAR Reanalysis (Kalnay i in., 1996). Dane charakteryzują się rozdzielczością czasową 6-godzinną i przestrzenną $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ siatki geograficznej.

Wyniki

Niże MEC i makroforma cyrkulacji południkowej E

Frekwencja niżów śródziemnomorskich nad obszarem cyklogenezy i na wyróżnionych szlakach ich wędrówek w Europie Środkowo-Wschodniej w latach 1958-2008

² Autorzy składają podziękowanie Panu Profesorowi Andrzejowi A. Marszowi z Akademii Morskiej w Gdyni za wskazanie źródła i cenną pomoc w wykorzystaniu kalendarza makrotypów cyrkulacji wg Vangengeima-Girsa.

oraz kalendarz występowania w tych latach makroform cyrkulacji Vangengeima-Girsa pozwalają zauważyć wyraźną zbieżność pojawiania się niżów MEC i makroformy cyrkulacji południkowej E.

Najsilniej z makroformą E są związane nize MEC wędrujące wprost na północ szlakami centralnym (C) i zachodnim (W). Towarzyszy im ponad 1,8 razy większa od średniej częstość formy E (makroforma E występuje średnio przez 48% dni w roku, przy niżach na szlaku C i W pojawia się z częstością >70%) (tab. 2). Wszystkie zidentyfikowane nize nad obszarem źródłowym w basenie Morza Śródziemnego oraz nize MEC na opadotwórczych odcinkach ich szlaków w Europie Środkowo-Wschodniej są najczęściej związane z panowaniem makroformy E (odpowiednio 67,1 i 69,4% przypadków).

Około 1/3 przypadków niżów MEC wystąpiło podczas panowania makroform cyrkulacji W lub C. Łatwo jednak zauważyć, że częstość niżów związanych z makroformą W lub C (14-17%) jest wyraźnie mniejsza od średniej częstości tych makroform cyrkulacji (odpowiednio 28 i 23,9%, tab. 2).

Tabela 2. Częstość (%) makroform cyrkulacji Vangengeima-Girsa (VG) w dniach z niżami MEC, n - liczba przypadków (na podstawie danych z lat 1958-2008)

Table 2. The frequency (%) of macro-circulation forms according to Vangengeim-Girs (VG) on the days with MEC systems, n - the number of cases (based on data from the period 1958-2008)

Nize śródziemnomorskie MEC Mediterranean European Cyclones (MEC)		Makroformy VG VG macroforms			n
		E	W	C	
Nize MEC w basenie Morza Śródziemnego MEC lows in the Mediterranean Sea basin	MEC ₀	67,1	16,2	16,7	346
Nize MEC na odcinku opadotwórczym MEC lows at most rainfall-efficient section of track	MEC _P	69,4	16,6	14,0	556
Nize MEC na szlaku E / E track MEC	MEC _E	65,3	17,4	17,4	121
na szlaku C / C track MEC	MEC _C	72,8	18,1	9,1	254
na szlaku W / W track MEC	MEC _W	70,9	14,6	14,6	55
na szlaku S / S track MEC	MEC _S	65,9	13,5	20,6	126
Średnia roczna częstość makroform VG Annual mean of VG macroforms frequency		48,0	28,0	23,9	51×365

Nížom MEC towarzyszy najczęściej górnotroposferyczna zatoka o położeniu odpowiadającym makroformie E, czyli fali długiej sterującej sływem powietrza w środkowej i górnej troposferze z północy nad zachodnimi wybrzeżami Europy i adwekcją południową nad Europą Środkowo-Wschodnią. Cyrkulacja nad Europą ma zdecydowanie południkowy charakter, a między wschodnią (cieplejszą) i zachodnią (względnie chłodną) częścią kontynentu kształtują się silne gradienty

termiczne, które powodują, że atmosfera przyjmuje strukturę baroklinową, co też sprzyja cyklogenezie i wędrówce niżów dolnotroposferycznych torami zbliżonymi do szlaku Vb, w szczególności torem C, biegnącym z południa na północ przez Polskę.

Trendy zmian niżów MEC i makroform Vangengeima-Girsa

Związek niżów MEC z makroformą cyrkulacji E znajduje potwierdzenie w wieloletnim przebiegu zmian częstości ich występowania. Korelacja rocznej częstości niżów MEC i częstości makroform E jest istotna, choć niezbyt wysoka – współczynnik korelacji wynosi 0,33. Niemniej widać m. in., że przypadający na lata 1980. spadek frekwencji niżów MEC zbiega się z malejącą w tym samym czasie frekwencją makroformy E (rys. 4). Trendy liniowe zmian częstości niżów MEC i częstości makroformy E w latach 1958-2008 są statystycznie istotne (tab. 3). W ciągu półwiecza roczna liczba niżów MEC zmniejszyła się o ponad połowę, liczba dni z makroformą E – o 1/3. Malejącemu trendowi częstości makroformy E (-1,21 dni/rok) towarzyszyła rosnąca częstość występowania makroformy cyrkulacji W (1,51 dni/rok). Częstość tej strefowej formy cyrkulacji osiągnęła maksimum w roku 2008 (179 dni z formą W). Niewielkim trendem malejącym charakteryzowała się druga forma cyrkulacji południkowej – C (-0,29 dni/rok). Można więc uznać, że w analizowanym wieloleciu, a zwłaszcza w jego drugiej połowie, rozwijała się strefowa forma cyrkulacji (W), której częstość przy końcu okresu niemal zrównała się z łączną częstością obydwu form cyrkulacji południkowej – E i C.

Pierwsze dwie – trzy dekady lat 1958-2008 wyróżniają się podwyższoną częstością występowania niżów MEC_p , zidentyfikowanych na opadotwórczych odcinkach ich torów, a także niżów MEC_o , obecnych nad basenem Morza Śródziemnego (tab. 4). Liczba niżów na opadotwórczych odcinkach (MEC_p) w latach 1958-1967 stanowiła 130% „normy” wieloletniej, a niżów nad Morzem Śródziemnym – 121% średniej wieloletniej. W ostatniej dekadzie (1998-2007) liczby te zmniejszyły się odpowiednio do 87 i 82%. Szczególnie „ostry” spadek dotyczył niżów wędrujących torem wschodnim (E): ich liczba zmniejszyła się ponad 2,5-krotnie (od 167 do 63% „normy”). Za to wzrosła nieco liczba niżów na szlaku zachodnim (W).

Wobec niewielkiej częstości klasy niżów wędrujących torem W można jednak przyjąć wniosek, że ogólna częstość występowania niżów MEC zmalała znacząco.

Liczba niżów MEC uległa zmniejszeniu, ale analizowane parametry tych układów w badanym okresie nie ulegały znaczącym zmianom. W skali roku trendy najniższego ciśnienia w centrach niżowych, maksymalnego pogłębiania oraz maksymalnej wirowości okazały się statystycznie nieistotne (tab. 3). Stwierdzono jedynie istotny trend rosnący minimów ciśnienia w niżach MEC w porze zimowej (Degirmendzić, Kozuchowski, 2016), co oznacza, że głębokość niżów zimowych uległa zmniejszeniu.

Niże MEC, opady MCP i zawartość wody opadowej w atmosferze

Konsekwencją spadku frekwencji niżów MEC była malejąca tendencja sum opadów pochodzenia śródziemnomorskiego (MCP) w Polsce. Negatywny trend opadów MCP jest statystycznie istotny i oznacza, że średnie opady MCP zmniejszyły się w badanym wieloleciu o ponad 40% (tab. 3). Zmalał udział opadów pochodzenia

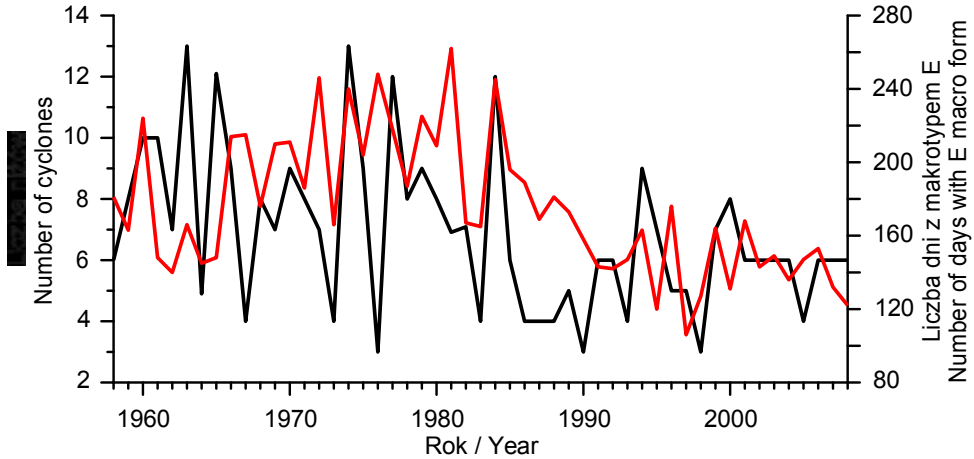
Tabela 3. Wartości średnie roczne oraz współczynniki trendu liniowego liczby i parametrów niżów MEC, opadów całkowitych w Polsce oraz opadów MCP, zawartości wody opadowej w atmosferze nad Polską oraz liczby dni z makroformami cyrkulacji VG na podstawie danych z lat 1958-2008.

Wyróżniono (*) trendy statystycznie istotne na poziomie $\alpha=0,05$

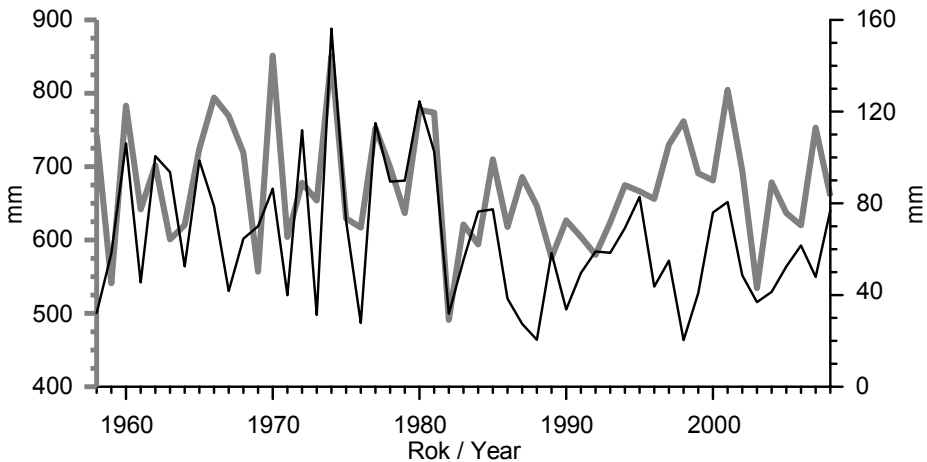
Table 3. The mean annual values and coefficients of linear trend in the number of MEC and parameters of MEC cyclones, precipitation totals in Poland and the MCP, the content of the precipitable water in the atmosphere over Poland and the number of days with VG macro-circulation forms. Data from the period 1958-2008. Statistically significant trends ($\alpha=0.05$) are denoted (*)

Zmienne Parameters	Średnia Average	Trend (zmiana /51 lat) (change /51 years)
Niże MEC/MEC cyclones		
Liczba MEC MEC counts	6,88	-3,70*
Minimalne ciśnienie w centrum [hPa] Minimum central pressure [hPa]	997,5	0,150
Maksymalna ujemna tendencja ciśnienia [hPa/6h] Maximum deepening [hPa/6h]	-2,85	0,050
Maksymalny laplasjan [mPa/km ²] Maximum laplacian [mPa/km ²]	17,4	0,800
Opady /Precipitation		
Opad całkowity w Polsce [mm] Total precipitation in Poland [mm]	686,8	-28,3
Opady MCP w Polsce [mm] MCP precipitation in Poland [mm]	66,2	-27,9*
Zawartość wody opadowej w atmosferze nad Polską Precipitable water content in the atmosphere over Poland		
Woda opadowa [mm] Precipitable water [mm]	15,9	-1,47*
Makroformy cyrkulacji VG VG macro-circulation forms		
Roczna liczba dni z formą E Annual number of E form	175,4	-60,6*
Roczna liczba dni z formą W Annual number of W form	102,4	75,3*
Roczna liczba dni z formą C Annual number of C form	87,5	-14,7

śródziemnomorskiego w całkowitych sumach opadów w Polsce (średnio udział ten wynosi blisko 10%). Wysokość opadów MCP w Polsce zmniejszyła się najwyraźniej w latach 1980. (rys. 5), czyli jednocześnie ze spadkiem frekwencji niżów MEC, a także w związku z malejącą liczbą dni panowania makroformy cyrkulacji południkowej E (por. rys. 4).

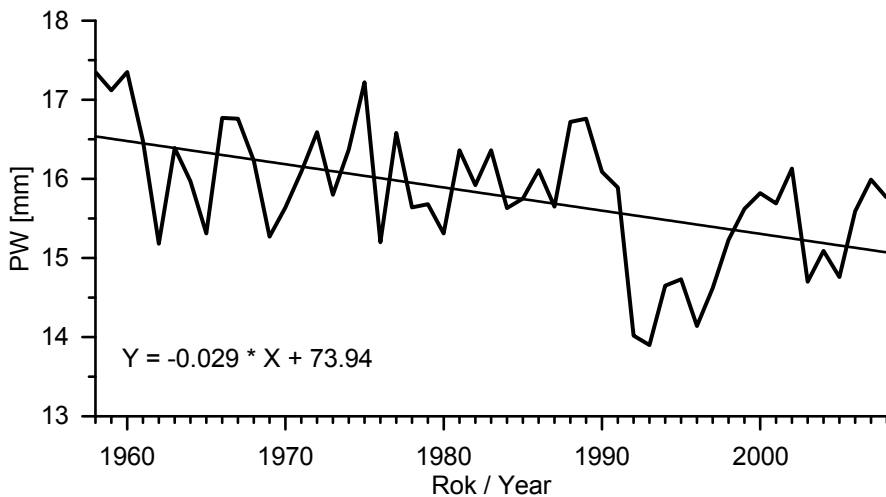


Rys. 4. Roczne liczby niżów MEC w Europie Środkowo-Wschodniej (linia czarna) oraz roczne liczby dni z makrotypem cyrkulacji E wg klasyfikacji Vangengeima-Girsa (linia czerwona) w okresie 1958-2008
 Fig. 4. Annual number of MEC cyclones in Central-Eastern Europe (black line) and annual number of days with E macro-circulation form according to Vangengeim-Girs (red line) in the period 1958-2008



Rys. 5. Roczne sumy całkowitych opadów atmosferycznych (linia szara pogrubiona, oś rzędnych po lewej) oraz opadów pochodzenia śródziemnomorskiego (MCP) na obszarze Polski w okresie 1958-2008
 Fig. 5. Annual sums of total precipitation (grey bolded line, axis of ordinate) and precipitation of the Mediterranean origin (MCP) in Poland in the period 1958-2008

Wieloletni przebieg zawartości wody w atmosferze nad Polską (*PW*) charakteryzuje także tendencja malejąca. W latach 1958-2008 średnie roczne wartości *PW* zmalały o prawie 10% i była to zmiana statystycznie istotna (tab. 3). Można by łączyć ów spadek z malejącą liczbą niżów *MEC*, przynoszących wilgotne masy powietrza znad Morza Śródziemnego, jednakże znaczący spadek wartości *PW*, jak widać na rys. 6, nastąpił w latach 1990., czyli mniej więcej w dekadę po „załamaniu” frekwencji niżów. Co ważniejsze, malejąca liczba niżów *MEC* nie wyjaśnia obserwowanego spadku *PW* w atmosferze nad Polską; średnia „nadwyżka” wody opadowej związana z obecnością niżów *MEC* wynosi zaledwie 2,1 mm, co wobec małej częstości niżów *MEC* (11 dni w roku) nie może stanowić jedynego powodu, że średnia roczna wartość *PW* maleje o 10%. Na obserwowany trend *PW* w Polsce, w ogólnych zarysach zgodny z oceną zmian *PW* nad Europą (Wibig, Siedlecki, 2007) oraz w trzech wybranych punktach Polski (Malinowska, 2010) poza niżami *MEC* składają się zapewne jeszcze inne przyczyny.



Rys. 6. Średnia roczna zawartość wody opadowej w atmosferze nad Polską (*PW*) w latach 1958-2008 wraz z trendem liniowym zmian *PW*

Fig. 6. Mean annual precipitable water in the atmosphere over Poland (*PW*) in the period 1958-2008. *PW* linear trend is added

Na zawartość wody w atmosferze nad Polską w charakterystyczny sposób wpływa natomiast położenie szlaków niżowych i związane z nimi kierunki adwekcji mas powietrza. Największe „nadwyżki” wody opadowej odpowiadają niżom *MEC* na szlaku zachodnim (W), które po swojej wschodniej stronie sprowadzają do Polski wilgotne masy powietrza południa. Z niżami na szlaku wschodnim, sterującymi napływem powietrza z północy, związane są niewielkie (5%) przyrosty *PW* (tab. 5).

Tabela 4. Częstości niżów MEC w latach 1958-2007 [%]. Średnie 10-letnie liczby dni w procentach średniej 50-letniej oraz średnia roczna liczba dni z niżami MEC w 50-leciu (ostatni wiersz tabeli)
 Table 4. MEC frequency in the years 1958-2007 [%]. The average 10-year number of days as a percentage of the 50-year mean and the annual average number of days with MEC in 50-year period (the last row of the table)

Okres Period	MEC _p *					MEC ₀ **
	Szlaki niżów / Cyclones tracks				Razem All tracks	
	E	C	W	S		
1958-1967	167	114	86	148	130	121
1968-1977	88	110	27	128	101	116
1978-1987	83	100	164	80	99	101
1988-1997	100	83	86	68	83	79
1998-2007	63	93	138	76	87	82
1958-2007	2,4	5,1	1,1	2,5	11,1	6,9

* MEC_p - nize MEC na opadotwórczych odcinkach ich szlaków / MEC cyclones at most rainfall-efficient segments of their tracks.

** MEC₀ - nize MEC w basenie Morza Śródziemnego / MEC cyclones over the Mediterranean Sea basin.

Tabela 5. Średnia zawartość wody opadowej w atmosferze nad Polską (PW w mm) oraz obfitość opadów pochodzenia śródziemnomorskiego (MCP, mm/doba) w zależności od położenia szlaku niżów MEC, na tle wartości rocznych PW i obfitości opadów w Polsce (ostatni wiersz tabeli), wg danych z lat 1958-2008

Table 5. The average content of the precipitable water in the atmosphere over Poland (PW, mm) and abundance of rainfall of the Mediterranean origin (MCP, mm/day) depending on the position of the MEC track against the annual PW and abundance of precipitation in Poland (the last row of the table). Period 1958-2008

Szlak niżów MEC MEC tracks	Zawartość wody opadowej w atmosferze (PW) Precipitable water (PW)				Średnia obfitość opadu MCP Average MCP abundance
	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia Average	Δ*	
Wschodni (E) Eastern	3,8	32,0	16,0	0,05	5,9
Centralny (C) Central	5,3	36,4	19,4	0,20	5,6
Zachodni (W) Western	6,4	31,1	19,5	0,22	2,2
Południowy (S) Southern	4,8	36,6	17,0	0,10	3,3
Σ MEC	3,8	36,6	18,1	0,15	5,8
Wartości roczne Annual values	1,9	41,0	15,9	0,00	4,1

* względne odchylenia PW od średniej wieloletniej wartości PW w dniach występowania opadów MCP / PW relative deviations from the long-term PW mean on the days with MCP rainfall occurrence.

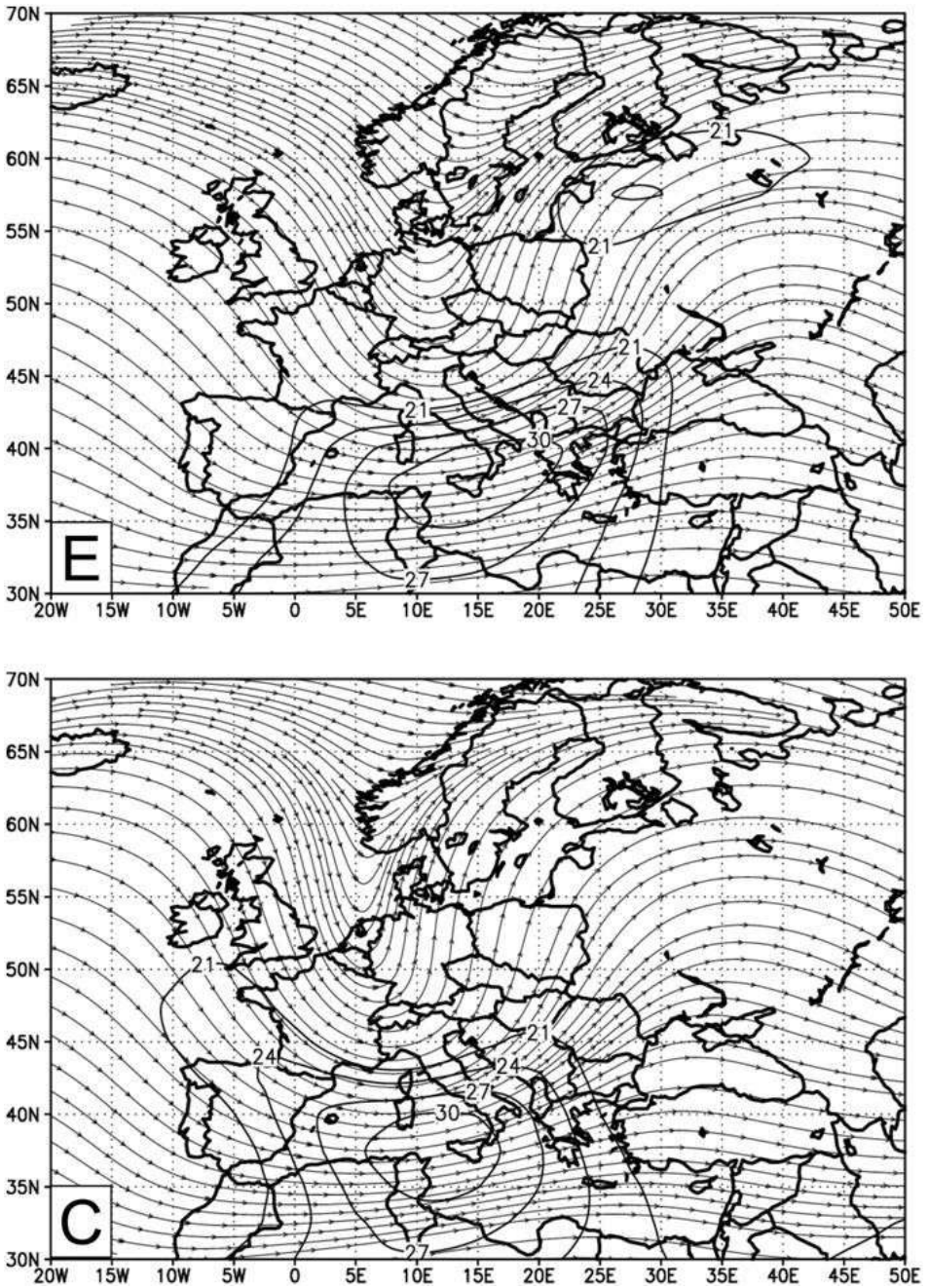
Warto ponadto zauważyć, iż obfitość opadów MCP towarzyszących niżom na szlaku zachodnim jest najmniejsza (średnia 2,2 mm/dobę), podczas gdy opady związane z niżami na szlaku wschodnim są najobfitsze i wynoszą średnio 5,9 mm/doba, co stanowi ponad 150% średniej obfitości całkowitych opadów w Polsce. Różnice obfitości opadów MCP w Polsce stanowią ilustrację ogólnej prawidłowości, według której najwyższe opady są związane z ośrodkami niżów położonymi na wschód od miejsc występowania tych opadów (Wrona, 2008; Sobik, Błaś, 2010; Świątek, 2013b).

Niże MEC a cyrkulacja górnotroposferyczna

Z niżami śródziemnomorskimi, które przemieszczają się nad Europę Środkowo-Wschodnią, na powierzchni izobarycznej 300 hPa jest związana górna zatoka o osi usytuowanej nad zachodnią Europą. Układ izohips tej zatoki odpowiada najwyraźniej makroformie cyrkulacji południkowej E w środkowej troposferze według klasyfikacji Vangengeima-Girsa. Oś związanej z niżami MEC zatoki górnotroposferycznej przesuwa się ze wschodu na zachód (znad Niemiec nad Francję) zgodnie z położeniem torów niżów MEC – położeniem wschodnim (E) centralnym (C) i zachodnim (W) (rys. 7). W trakcie takiej zmiany pozycji fala górnotroposferyczna ulega skróceniu – trajektorii W towarzyszy odcięty układ niskiego ciśnienia widoczny w uśrednionym polu wiatru (rys. 7, W). Południowemu torowi niżów MEC (tor S) odpowiada natomiast fala górnotroposferyczna o wyraźnie zmniejszonej amplitudzie (rys. 7, S).

Wędrowka niżów MEC wzdłuż trajektorii E, C, W lub S jest związana z obecnością *jet streak* w podzwrotnikowym prądzie strumieniowym (STJ – *Subtropical Jet*). *Jet streak* sytuje się w dolinie zatoki górnotroposferycznej i leży nieco na wschód od jej osi w przypadku torów E i C (rys. 7). Układy *jet streak* mają krzywiznę cyklonalną, co powoduje wzmocnienie stref dywergencji po cyklonalnej stronie prądu strumieniowego (w przypadku przepływu strefowego zachodniego jest to strona północna) (Beebe, Bates, 1955). Wyjątkiem jest *jet streak* związany z torem południowym niżów (S), który wykazuje charakter quasi-prostoliniowy (rys. 7, S). *Jet streak* występują nad zachodnią częścią Morza Śródziemnego oraz nad północną Afryką. Średnia maksymalna prędkość wiatru w obrębie każdego z *jet streak* przekracza nieznacznie 30 ms^{-1} . Warto odnotować, że z trajektorią E ($\approx Vb$) jest związany również słaby *jet streak* o krzywiznie antycyklonalnej, widoczny w prądzie polarnym ($\sim 21 \text{ ms}^{-1}$) nad Litwą, Łotwą i Estonią (rys. 7, E). Obecność dwóch *jet streak* może wzmocniać dywergencję między nimi (Uccellini, Kocin, 1987).

Okazuje się, że najsilniejsza dodatnia dywergencja ($10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) jest związana z tymi dwoma sprzężonymi *jet streak*, rozwiniętymi przy wędrowce niżów MEC torem wschodnim (E) nad Europę Środkowo-Wschodnią (rys. 8, E). Pole wiatru



Rys. 7. Średnie pola wiatru na powierzchni izobarycznej 300 hPa (linie prądu, izotachy $>20 \text{ ms}^{-1}$) w terminach występowania niżów MEC na opadotwórczych odcinkach trajektorii (por. rys. 3) wschodniej (E), centralnej (C), południowej (S) i zachodniej (W). Okres 1958-2008

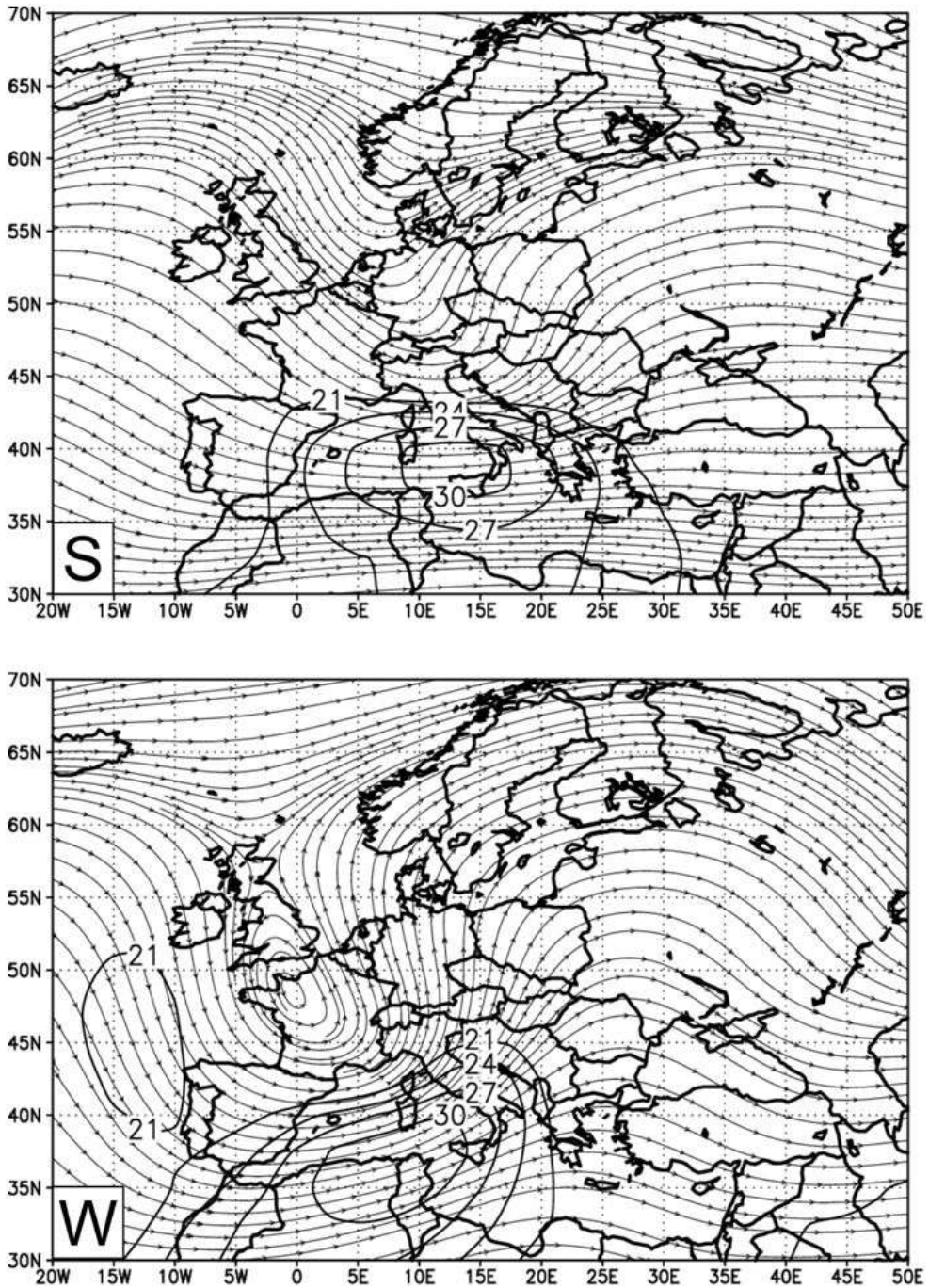
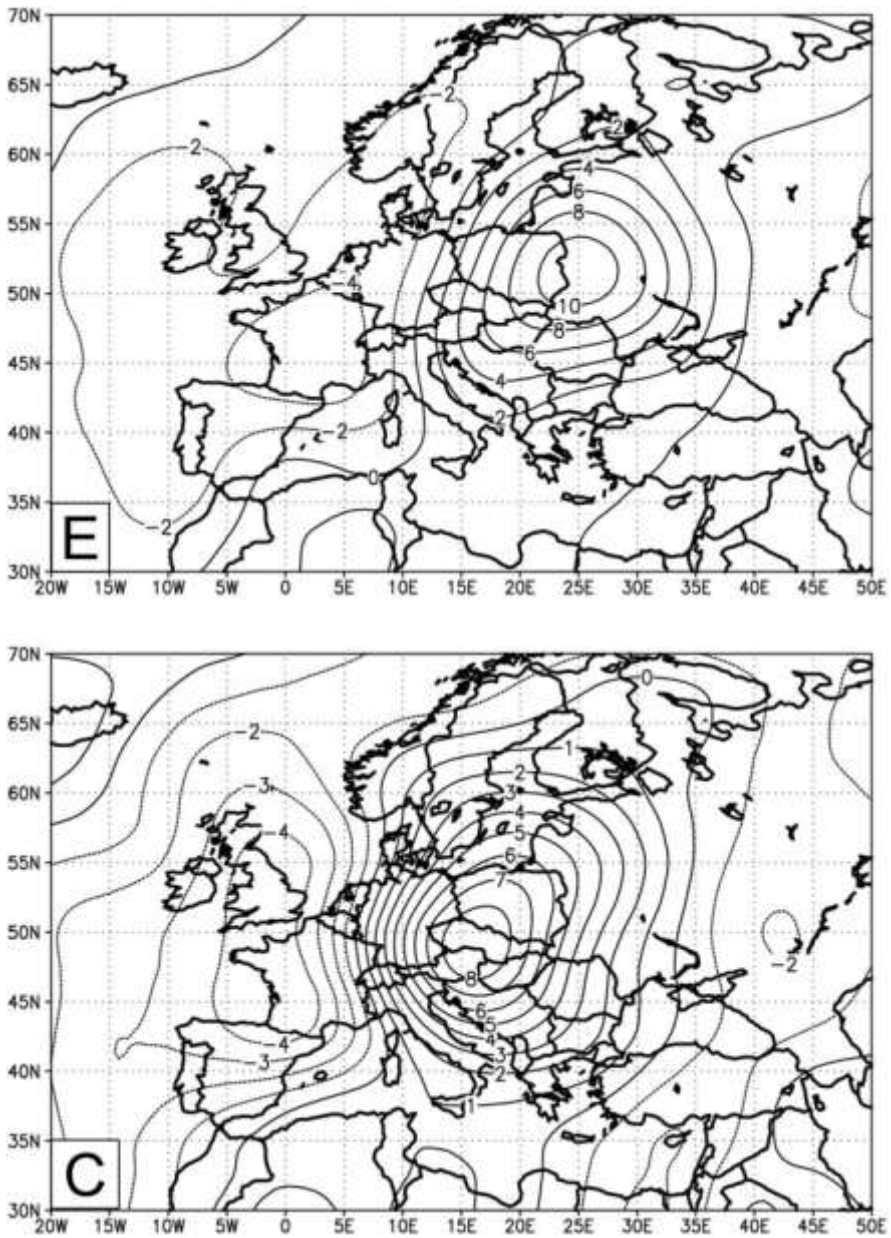


Fig. 7. Average wind fields at 300 hPa isobaric surface (streamlines, isotach $>20 \text{ ms}^{-1}$) on the days with MEC cyclones situated at most rainfall-efficient sections of eastern (E), central (C), southern (S) and western (W) trajectory. Period 1958-2008



Rys. 8. Średnie pole dywergencji ($\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) na powierzchni izobarycznej 300 hPa w terminach występowania niżów MEC na opadotwórczych odcinkach trajektorii (por. rys. 3) wschodniej (E), centralnej (C), południowej (S) i zachodniej (W). Lata 1958-2008

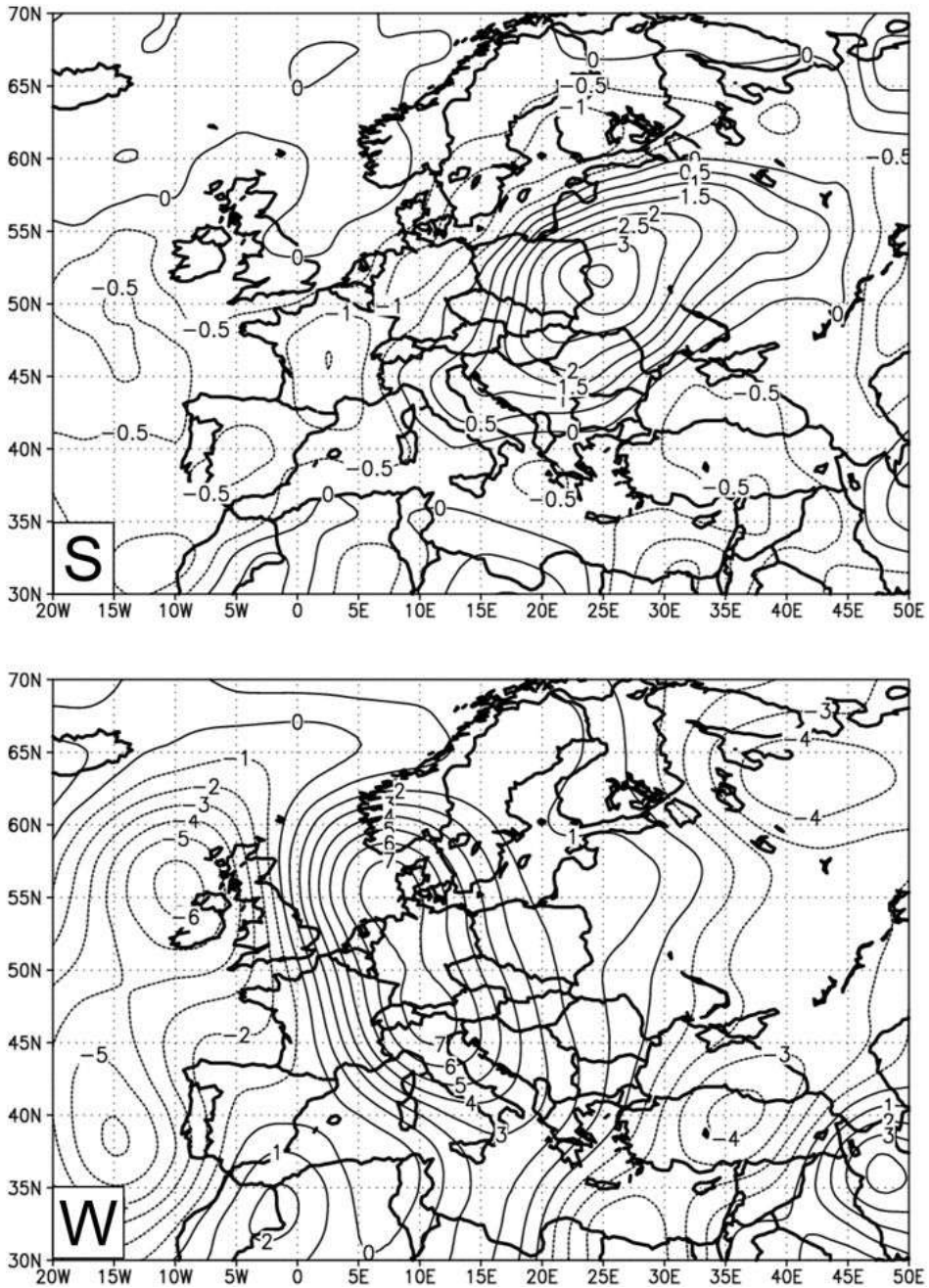


Fig. 8. Average divergence fields ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) at 300 hPa isobaric level on the days with MEC cyclones situated at most rainfall-efficient sections of eastern (E), central (C), southern (S) and western (W) trajectory. Period 1958-2008

w górnej troposferze uśrednione w terminach występowania niżów na szlakach C i S (rys. 8) generuje dywergencję nieco słabszą – w rejonie nad średnim cyklonem MEC rozwija się dywergencja ok. $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Niżej na torze W (rys. 8, W) są związane z jeszcze słabszym wsparciem z górnej troposfery (dywergencja ok. $7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

Warto zwrócić uwagę, że w okresach występowania niżów MEC nad Europą Środkowo-Wschodnią rozwija się dipol dywergencji – obszary dodatniej dywergencji pokrywają wschodnią i środkową Europę (aż do granicy niemiecko-francuskiej), konwergencja rozwija się natomiast nad zachodnią Europą. Dipol związany z torem zachodnim niżów (W) przesunięty jest nieco dalej na zachód (rys. 8, W). Dipol dywergencji sugeruje silny związek pola tego parametru z krzywizną fali – we wschodnim skrzydle rozwija się dodatnia dywergencja, a w zachodnim dochodzi do konwergencji. Maksyma wartości i rozległość pola górnej dywergencji widoczne nad obszarami aktywności niżów MEC wskazują na największy udział cyrkulacji górnotroposferycznej w kształtowaniu aktywności niżów przemieszczających się torem wschodnim (E), najsłabszy jest ten udział w przypadku niżów na torze zachodnim (W).

Wnioski

1. Południkowa makroforma cyrkulacji E stwarza warunki sprzyjające pojawianiu się niżów śródziemnomorskich nad Europą Środkowo-Wschodnią. Niżej MEC występują podczas panowania tej makroformy najczęściej, a wieloletnie tendencje zmian liczby niżów MEC są zbieżne ze zmianami częstości makroformy E. W latach 1958-2008 zmiany te charakteryzowała istotna tendencja malejąca.

2. Charakterystycznymi cechami cyrkulacji górnotroposferycznej związanymi z niżami MEC są wyraźnie ukształtowane zatoki na poziomie 300 hPa, zlokalizowane nad Europą Środkową i Zachodnią, w ścisłym związku z torem wędrowki niżów MEC. Zidentyfikowano maksima prędkości (układ *jet streak*) w podzwrotnikowym prądzie strumieniowym, w dolinie zatoki górnotroposferycznej, towarzyszące niżom MEC. W okresach występowania niżów MEC nad Europą Środkowo-Wschodnią zaobserwowano dipol dywergencji – obszary dodatniej dywergencji pokrywają wschodnią i środkową Europę, konwergencja rozwija się natomiast nad zachodnią Europą. Dipol dywergencji sugeruje silny związek pola tego parametru z krzywizną fali – we wschodnim skrzydle fali rozwija się dodatnia dywergencja, a w zachodnim dochodzi do konwergencji. Dywergencja nad niżami MEC wywiera wpływ na ich aktywność; jest on największy w przypadku niżów przemieszczających się „klasycznym” torem wschodnim ($E \approx Vb$), najsłabszy – odnosi się do niżów na torze zachodnim (W).

3. Hipoteza o rosnącej intensywności ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych towarzyszących współczesnym zmianom klimatycznym w odniesieniu do niżów śródziemnomorskich i związanych z nimi rozlewnych, intensywnych opadów

w Polsce nie znajduje potwierdzenia. W badanym wieloleciu stwierdzono malejącą częstość niszów MEC, a ich aktywność nie ulegała istotnym zmianom. Zmniejszyły się natomiast średnie sumy opadów pochodzenia śródziemnomorskiego w Polsce.

Materiały wpłynęły do redakcji 21 I 2016.

Literatura

- Anagnostopoulou Chr., Tolika K., Flocas H., Maheras P., 2006, *Cyclones in the Mediterranean region: present and future climate scenarios derived from a general circulation model (HadAM3P)*. Adv. Geosci., 7, 9-14.
- Bartholy J., Pongracz R., Pattantyus-Abraham M., 2009, *Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones*. Theor. Appl. Climatol., 96, 133-144.
- Bartoszek K., 2006. *Niże śródziemnomorskie*. Prz. Geof., 51, 1, 35-43.
- Beebe R. G., Bates F. C., 1955, *A Mechanism for Assisting in the Release of Convective Stability*. Mon. Wea. Rev., 83, 1-10.
- Besselaar E. J. M., Klein Tank A. M. G., Buishand T. A., 2013, *Trends in European precipitation extremes over 1951-2010*. Int. J. Climatol., 33, 12, 2682-2689.
- Bielec-Bąkowska Z., 2010, *A classification of deep cyclones over Poland (1971-2000)*. Physics and Chemistry of the Earth, 35, 491-497.
- Bluestein H. B., 1992, *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, vol. I, Principles of Kinematics and Dynamics*. Oxford University Press, ss. 431.
- Bogdanowicz E., Stachy J., 1998, *Maksymalne opady deszczu w Polsce. Charakterystyki projektowe*. Materiały Bad. IMGW, ser. Hydrologia i Oceanologia, 23, ss. 85.
- Bogdanowicz E., Stachy J., 2002, *Maximum rainfall in Poland – a design approach*. [w:] Snorasson A., Finnsdottir H. P., Moss M. (red.) *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Publication 227, 15-18.
- Degirmendžić J., Kozuchowski K., 2014, *Sezonowe wahania liczby niszów śródziemnomorskich w Europie Środkowo-Wschodniej*. Prz. Geof., 59, 1-2, 5-18.
- Degirmendžić J., Kozuchowski K., 2015a, *Precipitation of the Mediterranean origin in Poland – its seasonal and long-term variability*. Quaestiones Geographicae 34, 1, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 37-52.
- Degirmendžić J., Kozuchowski K., 2015b, *Szlaki niszów śródziemnomorskich nad Europą Środkowo-Wschodnią a opady w Polsce*. Prz. Geogr., 87, 3, 377-397.
- Degirmendžić J., Kozuchowski K., 2016, *The Mediterranean cyclones, precipitable water and precipitation in Poland*. Geographia Polonica (w druku).
- Dimitriev A. A., Belyazov V. A., 2006. *Kosmos, planetarnaâ klimaticheskaâ izmenčivost' i atmosfera polarnyh regionov*. Gidrometeoizdat, St. Petersburg, ss. 358.
- Girs A. A., 1948, *K voprosu izučeniâ osnovnyh form atmosfernoj cirkulacii*. Meteor. i Gidrol., 3, 10.
- Girs A. A., 1960, *Osnovy dolgosrocznyh prognozov pogody*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 560.
- Girs A. A., 1964, *O sozdanii edinoj klassifikacii makrosinoptičeskikh processov severnogo polušariâ*. Meteor. i Gidrol., 4, 43-47.
- Girs A. A., 1971, *Mnogoletnie kolebaniâ atmosfernoj cirkulacii i dolgosrocznye gidrometeorologičeskie prognozy*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 280.
- Girs A. A., 1974, *Makrocirkulacionnyj metod dolgosrocznyh meteorologičeskikh prognozov*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 488.
- Girs A. A., 1981, *K voprosu o formah atmosfernoj cirkulacii i ih prognostičeskom ispolzovanii*. Trudy AANII, 374, 4-13.
- Hann J., 1906, *Lehrbuch der Meteorologie*. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig, ss. 642.

- Hess P., Brezowsky H., 1952, *Katalog des Grosswetterlagen Europa*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US Zone, 33, Bad Kissingen.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, *The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project*. Bull. of Am. Met. Soc., 77, 437-471.
- Kazanacheeva V. D., Shuvalov S. V., 2012, *Climatic characteristics of Mediterranean cyclones*. Russian Meteorology and Hydrology, 37, 315-323.
- Kozuchowski K., 1993, *Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a główne typy cyrkulacji nad Polską*. Prz. Geof., 38, 3-4, 241-247.
- Kozuchowski K., Marciniak K., 1988, *Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns*. Int. J. Climatol., 8, 191-199.
- Kundzewicz Z. W., 2009, *Kłęski żywiołowe – obserwacje, projekcje i możliwości przeciwdziałania*. Studia Komitetu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju PAN, 124, 22-39.
- Łupikasza E., 2010, *Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951-2006*. Int. J. Climatol., 30, 991-1007.
- Malinowska M., 2010, *Zawartość wody opadowej nad Polską w latach 1981-2009*. (w:) Bednorz E. (red.) *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 107-115.
- Marsz A., 2013, *Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Vangengeima-Girsa a pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i północną Azją*. Prz. Geof., 58, 1-2, 3-24.
- Martyn D., 2000, *Klimaty kuli ziemskiej*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 359.
- Mändla K., 2014, *Southern cyclones in northern Europe and their influence on climate variability*. Dissertationes Geographicae Universitatis Tartunensis, 54, ss. 76.
- Mändla K., Jaagus J., Sepp M., 2015, *Climatology of cyclones with southern origin in northern Europe during 1948-2010*. Theor. Appl. Climatol., 120, 1, 75-86.
- Mundelsee M., Börngen M., Tetzlaff G., Grūnewald U., 2004, *Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway „Zugstrasse Vb“*. J. Geophys. Res., 109, D23101.
- Murray, R. J., Simmonds I., 1991, *A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme*. Australian Meteorological Magazine, 39, 155-166.
- Muskulus M., Jacob D., 2005, *Tracking cyclones in regional model data: the future of Mediterranean storms*. Adv. Geosci., 2, 13-19.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*. WKiŁ, Warszawa, ss.193.
- Peixoto J. P., Oort A. H., 1992, *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, ss. 521.
- Pinto J. G., Zacharis S., Fink A. H., Leckebusch G. C., Ulbrich U., 2009, *Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO*. Clim. Dyn., 32, 711-737.
- Sepp M., 2005, *Influence of atmospheric circulation on environmental variables in Estonia*. Dissertationes Geographicae Universitatis Tartunensis, 25, ss. 125.
- Sepp M., 2011, *Regime shift in atmospheric circulation in the Baltic Sea region (in Eston.)*. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartunensis, 109, 72-89.
- Serreze, M. C. 2009, *Northern Hemisphere Cyclone Locations and Characteristics from NCEP/NCAR Reanalysis Data*. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/atmosphere/nsidc0423_cyclone_ncep_ncar_reanalysis/ (dostęp: grudzień 2012).
- Sidorenkov N. S., Orlov I. A., 2008, *Atmospheric circulation epochs and climate changes*. Russian Meteorology and Hydrology, 33, 3, 553-559.
- Sobik M., Błaś M., 2010, *Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne*. [w:] Migoń P. (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku*. Uniw. Wrocławski, Wrocław, 35-59.
- Świątek M., 2013a, *Advection of air masses responsible for extreme rainfall totals in Poland, and exemplified by catastrophic floods in Racibórz (July 1997) and Dobczyce (May 2010)*. Acta Agrophysica, 20, 3, 481-494.
- Świątek M., 2013b, *Związek opadów atmosferycznych na polskim wybrzeżu Bałtyku z położeniem niżów barycznych nad Europą*. Prz. Geogr., 85, 1, 87-102.

- Trigo I. F., Davies T. D., Bigg G. R., 2000, *Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones*. Geophys. Res. Lett., 27, 18, 2913-2916.
- Uccellini L. W., Kocin P. J., 1987, *The Interaction of jet streak Circulation during Heavy Snow Events along the Coast of the United States*. Wea. Forecasting, 2, 289-308.
- Ulbrich U., Brucher T., Fink A. H., Leckebusch G. C., Kruger A., Pinto J. G., 2003, *The central European floods of August 2002: Part 2 – Synoptic causes and considerations with respect to climatic change*. Weather, 58, 434-442.
- Van Bebber W. J., 1891, *Die Zugstrassen der barmetrischen Minima*. Meteor. Zeit., ss. 361.
- Vangengeim G. Ia., 1938, *K voprosu tipizacii i shematizacii sinoptičeskikh processov*. Meteorol. i Gidrol., 3, 3.
- Vangengeim G. Ia., 1940, *Dolgosročnyj prognoz temperatury vozduha i vstkrjtiâ rek*. Trudy GGI, 10.
- Vangengeim G. Ia., 1946, *O kolebaniah atmisfernoj cirkulacii nad severnym polušarem*. Izvestia Akademii Nauk SSSR, 10, 5, 407-416.
- Vangengeim G. Ia., 1948, *Osobennosti atmosferyjnoj cirkulacii v različnyh epokah i kolebaniâ klimata*. (w:) Trudy Vsesoiuznogo Geogr. S'iezda, 39.
- Vangengeim G. Ia., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosročnyh meteorologičeskikh prognozov dlia Arktyki*. Trudy AANII, 34, 11-66.
- Wibig J., 2009, *Variability of daily precipitation totals in Poland (1951-2000)*. Geogr. Pol., 82, 21-32.
- Wibig J., Siedlecki M., 2007, *Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej w atmosferze nad Europą (1958-2005)*. [w:] Piotrowicz K., Twardosz R. (red.) *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*. IGiP UJ., Kraków, 195-204.
- Wrona B., 2008, *Meteorologiczne i morfologiczne uwarunkowania ekstremalnych opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej i środkowej Odry*. Materiały Bad. IMiGW, ser. Meteorologia, 41, ss. 120.

Streszczenie

Przedmiotem opracowania jest zbiór 351 nizin, które w latach 1958-2008 przemieściły się nad basenu Morza Śródziemnego nad obszar Europy Środkowo-Wschodniej. Wyróżniono 4 klasy trajektorii tych nizin: 46% z nich przemieszczało się szlakiem z południa przez obszar Polski (szlak centralny, C), 22% – szlakiem wschodnim (E), biegnącym na wschód od granic kraju, 10% – szlakiem zachodnim (W) przez Niemcy, a 22% nizin przemieszczało się w kierunku wschodniemu przez kraje leżące na południe od Polski (szlak południowy, S). Ponad 2/3 nizin śródziemnomorskich wystąpiło w czasie panowania południkowego makrotypu E cyrkulacji środkowo-troposferycznej (wg klasyfikacji Vangengeima-Girsa).

W latach 1958-2008 częstość nizin śródziemnomorskich wykazywała istotną tendencję malejącą: roczna liczba nizin zmniejszyła się o 3,7 w ciągu 51 lat, tj o 1/2 średniej wartości wieloletniej (tab. 3). Stwierdzony trend niżkowy nizin MEC jest zbliżony z oceną zmian częstości nizin przekraczających z południa na północ równoleżnik 52° N między 20 i 35°E, ustaloną przez Seppa (2005, tab. 1). W okresie 1958-2008 spadła także znacząco liczba dni występowania makrotypu cyrkulacji E (spadek o 1/3 w ciągu 51 lat, tab. 3, rys. 4). Opady związane z działalnością nizin śródziemnomorskich zmalały w Polsce o 40% (tab. 3, rys. 5), zmniejszyła się także średnia zawartość wody opadowej w atmosferze nad Polską (tab. 3, rys. 6).

Występowanie oraz trajektoria nizin śródziemnomorskich są związane z wyraźnie zaznaczającą się zatoką w polu izohips i długą falą cyrkulacji górnotroposferycznej na powierzchni izobarycznej 300 hPa nad środkową i zachodnią Europą. W południowej części tej zatoki, nieco na wschód od jej osi, występują maksima prędkości podzwrotnikowego prądu strumieniowego (rys. 7). We wschodnim skrzydle fali górnotroposferycznej rozwija się silna dywergencja, sprzyjająca aktywności nizin śródziemnomorskich, szczególnie na wschodnim torze ich wędrówki. Po zachodniej stronie fali powstaje konwergencja (rys. 8).

Cyrkulacja górnotroposferyczna, także zgodnie z opiniami innych autorów (Ulbrich i in., 2003), jest głównym czynnikiem wpływającym na frekwencję i aktywność niżów śródziemnomorskich przemieszczających się nad Europą Środkowo-Wschodnią. Niże te stanowią potencjalne źródło ekstremalnie wysokich opadów oraz powodzi w Polsce i w krajach sąsiednich. Stwierdzono, że w analizowanym okresie częstość niżów śródziemnomorskich w Europie Środkowo-Wschodniej charakteryzowała się tendencją malejącą.

Słowa kluczowe: Niże śródziemnomorskie, tor niżów Vb, formy cyrkulacji wg Vangengeim-Girsa, cyrkulacja górnotroposferyczna, trendy zmian wieloletnich

Summary

351 cyclones that migrated from the Mediterranean Sea basin over the area of Central and Eastern Europe in the period 1958-2008 constitute the subject of the study. Those systems were grouped into 4 classes depending on their trajectories: 46% of them traveled meridionally crossing the territory of Poland (central track, C), 22% moved along the eastern route (E), east of the borders of the country, 10% migrated along the western track (W), across Germany and 22% of lows traveled eastward along trajectories situated south of Poland (southern route, S). More than 2/3 of the Mediterranean lows occurred during the presence of E meridional macro-circulation form in the middle troposphere (according to Vangengeim-Girs classification).

The number of Mediterranean lows showed a significant downward trend in the period 1958-2008: the annual number of cyclones decreased by 3.7 within 51 years, i.e. approximately $\frac{1}{2}$ of the long-term average (tab. 3). The observed downward trend of MECs is in accordance with Sepp's (2005) assessment concerning changes in frequency of lows crossing the 52°N parallel between 20 and 35°E on their way to the north (tab. 1). Number of days with E macro-circulation type also declined significantly in the period 1958-2008 (a decrease of 3.1 in 51 years, Tab. 3, Fig. 4). Precipitation associated with the activity of Mediterranean lows decreased in Poland by 40% (Table 3, Fig. 5). The average content of the precipitable water in the atmosphere over Poland also reduced (Tab. 3, Fig. 6).

Location and trajectory of Mediterranean cyclones are associated with distinct trough and long wave developed at 300 hPa isobaric surface over central and western Europe. Jet streak is embedded in the subtropical jet stream in the southern part of that trough, just east of its axis (Fig. 7). In the eastern branch of the trough a strong divergence is present, enhancing the activity of Mediterranean cyclones, particularly those traveling along the eastern track (~Vb cyclones). Convergence is dominant in the western branch of the trough (Fig. 8).

Upper-tropospheric circulation, as also other authors claim (e.g. Ulbrich et al., 2003), constitutes a major factor affecting frequency and activity of Mediterranean lows traveling through Central and Eastern Europe. These systems create favorable conditions for the formation of extremely high rainfall and floods in Poland and neighboring countries. It is found that the number of Mediterranean lows in Central and Eastern Europe declined in the analyzed period.

Key words : Mediterranean lows, Vb cyclones track, Vangengeim-Girs macro-circulation forms, upper-tropospheric circulation, long-term trends

Jan Degirmendzić
jandegir@uni.lodz.pl
Katedra Geografii Fizycznej
Wydział Nauk Geograficznych
Uniwersytet Łódzki

Krzysztof Kożuchowski
kkozuchowski1@wp.pl
Instytut Nauk Leśnych
Filia Uniwersytetu Łódzkiego w Tomaszowie Mazowieckim