acta universitatis lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

11

Mariusz Siedlecki

CHARAKTERYSTYKA KLIMATOLOGICZNA CHWIEJNOŚCI ATMOSFERY NAD EUROPĄ

Nr inw.: C46637



WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU ŁÓDZKIEGO • ŁÓDŹ 2011

4,-

REDAKCJA NAUKOWO-DYDAKTYCZNA
FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

Kazimierz Kłysik, Paweł Jokiel, Tadeusz Krzemiński, Stanisław Krysiak

RADA REDAKCYJNA

Zygmunt Maksymiuk, Stanisław Laskowski, Zbigniew Klajnert, Krzysztof Kożuchowski, Joanna Wybig, Krzysztof Fortuniak

RECENZENT

Rajmund Przybylak

REDAKTOR WYDAWNICTWA UŁ

Elżbieta Marciszewska-Kowalczyk

REDAKTOR TECHNICZNY

Jolanta Kędzierska

KOREKTOR

Bogusława Kwiatkowska

OKŁADKĘ PROJEKTOWAŁA

Barbara Grzejszczak

A 331/11.2011 (2)

UNIWERSYTETU ŁÓDZKIEGO BIBLIOTEKA

Poolr. P 28512/11.2011

© Copyright by Mariusz Siedlecki, 2011

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
2011
Wydanie I. Nakład 100 egz.
Ark. druk. 12,75. Papier kl. III, 80 g, 70 × 100
Zam. 149/4859/2011. Cena zł 24,– + VAT

Drukarnia Uniwersytetu Łódzkiego
90-131 Łódź, ul. Lindleya 8

ISSN 1427-9711

KK 400/2011

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP 5
1.1. Wstęp i cele poznawcze 5
1.2. Przegląd literatury 7
1.3. Warunki meteorologiczne a zjawiska konwekcyjne 10
1.4. Stabilność atmosfery – podstawowe pojęcia 11
1.5. Energia chwiejności 17
1.6. Wskaźniki chwiejności atmosfery 23
2. DANE 31
2.1. Dane źródłowe 31
2.2. Jednorodność 33
3. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI NAD EUROPĄ 43
3.1. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności atmosfery 44
3.2. Rozkład przestrzenny częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności . . . 58
4. REGIONALIZACJA WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI NAD EUROPĄ 77
5. ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI W LATACH 1973–2007 87
5.1. Zmiany cykliczne 87
5.1.1. Przebieg średnich miesięcznych wartości wybranych wskaźników chwiejności 88
5.1.2. Przebieg częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności 101
5.2. Trendy 104
5.2.1. Trend temperatury powietrza i temperatury punktu rosy 106
5.2.2. Trend wskaźników chwiejności 112
6. WPŁYW OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ NA WARUNKI CHWIEJNOŚCI W EUROPIE 123
7. SYMULACJE ZMIAN WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI W XX I XXI WIEKU Z UŻYCIEM REGIONALNYCH MODELI KLIMATU 131
7.1. Symulacje zmian warunków chwiejności w XX wieku 136
7.2. Zmiany warunków chwiejności w XXI wieku 147
8. PODSUMOWANIE 173
SPIS LITERATURY 177
SPIS TABEL I ZAŁĄCZNIKÓW 187
SPIS RYSUNKÓW 189
ZAŁĄCZNIKI 193

1. WSTĘP

1.1. Wstęp i cele poznawcze

Chwiejność atmosfery często wywołuje niebezpieczne zjawiska pogodowe niosące ze sobą zagrożenia dla życia lub zdrowia człowieka i straty materialne. Silne burze i związane z nimi ulewne opady powodują wezbrania i powodzie na małych ciekach wodnych, a opady gradu przynoszą szkody w rolnictwie. Z burzami związane są również silne wiatry, szkwały i trąby powietrzne, które zrywając linie wysokiego napięcia, przewracając drzewa, powodują przerwy w dostawach prądu, zakłócają transport, stanowią bezpośrednie zagrożenie dla zdrowia i życia człowieka. Stąd wynika szczególne zainteresowanie warunkami meteorologicznymi sprzyjającymi tym negatywnym zjawiskom i ich przestrzennym oraz czasowym zróżnicowaniem. Podstawowy nurt badawczy skupia się na analizie powstawania i rozwoju tego typu zjawisk w celu udoskonalenia ich prognozowania. Efektem badań jest szereg wskaźników i metod oceny warunków atmosferycznych prowadzących do rozwoju tego typu pogód.

Kolejny nurt badań to klimatologiczna charakterystyka burz, tornad i opadów gradu nad określonym obszarem. Uzyskane wyniki wskazują rejony i pory roku o większym prawdopodobieństwie wystąpienia tych zjawisk. Uzyskane informacje są istotne z punktu widzenia działalności gospodarczej człowieka. Dokonuje się także oceny zmienności wieloletniej tych zjawisk na tle obserwowanych zmian klimatycznych.

Do wystąpienia burz i innych zjawisk konwekcyjnych dochodzi, kiedy atmosfera jest potencjalnie chwiejna, w dolnej troposferze powietrze jest wilgotne i ciepłe, kierunek i prędkość wiatru między dolną i środkową troposferą znacząco się różnią oraz istnieje mechanizm początkujący wznoszenie powietrza np.: powierzchnie frontowe, przeszkody orograficzne, bryza. Na uboczu głównego nurtu badań nad burzami oraz towarzyszącymi im zjawiskami niebezpiecznymi są badania nad warunkami atmosfery, które sprzyjają wystąpieniu tych zjawisk. Klimatologiczna charakterystyka warunków powodujących wystąpienie pogód

niebezpiecznych poszerza wiedzę o klimatologii burz i innych zjawisk konwekcyjnych. Jednocześnie badanie zmienności wieloletniej warunków chwiejności umożliwia lepszą ocenę cykliczności pogód niebezpiecznych, a także pozwala ocenić, jak poszczególne parametry, decydujące o wystąpieniu tych zjawisk, zmieniają się wraz z obserwowanymi zmianami klimatycznymi.

Podstawowym celem badawczym tej pracy jest ocena warunków chwiejności atmosfery nad Europą jako czynnika warunkującego powstanie burz. W dotychczasowych badaniach nad rozkładem przestrzennym liczby burz nad Europą wyróżniono trzy główne regiony o najwyższej ich intensywności (Van Delden 2001). Powstaje zatem pytanie o zróżnicowanie przestrzenne i czasowe warunków chwiejności atmosfery nad Europą? Istotnym staje się określenie typowych wartości przyjmowanych przez wybrane indeksy, określenie ich przebiegu rocznego oraz zróżnicowania przestrzennego. Prawdopodobieństwo burz i innych pogód niebezpiecznych wzrasta, gdy wskaźniki chwiejności osiągają wysokie wartości. Zatem równie ważnym zagadnieniem jest ocena częstości dni z wysokimi wartościami indeksów niestabilności, a także określenie zróżnicowania geograficznego występowania takich dni. W niniejszym opracowaniu rozkład przestrzenny warunków chwiejności wykonano wykorzystując dane z 41 stacji aerologicznych.

Cechą charakterystyczną klimatu Europy jest występowanie w jej obrębie kilku stref klimatycznych, a także wzrost kontynentalizmu wraz ze wzrostem odległości od oceanu. Ze wstępnych badań nad zagadnieniem zróżnicowania przestrzennego warunków niestabilności atmosfery wyłania się możliwość wyróżnienia regionów o różnej intensywności tego zjawiska. Regionalizację przeprowadzono, wykorzystując metodę analizy skupień oraz analizę składowych głównych, grupując użyte w pracy stacje pod względem warunków niestabilności.

Kolejnym celem badawczym jest określenie zmian warunków niestabilności atmosfery i wyróżnienie okresów o wysokiej chwiejności. W świetle obserwowanych zmian klimatycznych i wskazywanych potencjalnych skutków objawiających się nasileniem burz, opadów nawalnych i wzrostem intensywności trąb powietrznych oceniono również tendencje zmian niestabilności atmosfery w ostatnich 15 latach.

Klimat Europy w znacznej mierze kształtowany jest przez dwa ośrodki baryczne: Niż Islandzki i Wyż Azorski. Wzajemne oddziaływanie tych dwóch układów barycznych zwane jest Oscylacją Północnoatlantycką. W pracy dokonano badania zależności pomiędzy stanem chwiejności atmosfery a Oscylacją Północnoatlantycką.

Udało się również przeprowadzić projekcje warunków chwiejności atmosfery w XXI w. przy zakładanych zmianach stężenia dwutlenku węgla w atmosferze. W tym celu wykorzystano symulacje zmian klimatu dla różnych scenariuszy jego koncentracji z użyciem Regionalnych Modeli Klimatu. Na podstawie

symulacji zmian temperatury i wilgotności powietrza wyliczono wskaźniki chwiejności atmosfery. Porównując wartości z modeli klimatu z obserwowanymi, wskazano kierunek zmian warunków niestabilności atmosfery w wyniku zmian koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze.

Realizacja postawionych celów badawczych wymaga zastosowania szeregu metod badawczych. Wykorzystano tutaj podstawowe miary statystyczne, takie jak: średnie miesięczne, rozkłady częstości, analizę trendu i analizę regresji. W procedurze wydzielenia regionów klimatycznych zastosowano analizę skupień oraz metodę składowych głównych. Dokładny opis stosowanych metod i procedur badawczych zamieszczono w kolejnych rozdziałach pracy, w których były zastosowane.

1.2. Przegląd literatury

Przegląd literatury na temat chwiejności atmosfery pozwala na wydzielenie kilku głównych kierunków badań nad chwiejnością atmosfery i klimatologią pogód niebezpiecznych. Pierwszy nurt, i być może najstarszy, to analiza warunków meteorologicznych związanych z wystąpieniem przypadków silnych burz, opadów gradu, silnych szkwałów lub tornad. Zadaniem tych badań jest dostarczenie informacji na temat warunków, w jakich dochodzi do powstania tych zjawisk oraz analiza rozwoju samego zjawiska. Literatura z tego zakresu badań jest bardzo bogata. Trudno o jej syntezę, stąd też pominięto jej szczegółowe omówienie (Parczewski 1960, Valero i in. 1997, Bets 2003, Tudurí i in. 2003, Stiperski 2005, Berdon 2009, Clark 2009, Kaspar i in. 2009, Putsay i in. 2009).

Zgromadzony opis przypadków burz, opadów gradu, tornad stanowi podstawę do sformułowania podstawowych praw na temat mechanizmów powstawania i rozwoju tych zjawisk i sprecyzowania sytuacji synoptycznych, w jakich on następuje. Ocena zaobserwowanych przypadków stanowi również podstawę do rozwoju metod prognozowania. Podsumowanie wiedzy dotyczącej teorii mechanizmów odpowiedzialnych za rozwój konwekcji zawierają prace: Doswella i in. (1996), Keera i Darkowa (1996), Bryana i Fritcha (2000), Sherwooda (2000), Doswella i Markowskiego (2004), Markowskiego (2007a, b, c, d, e, f), a bliższe omówienie tego zagadnienia zawarto w rozdziale 1.3.

Wieloletnia obserwacja pogód niebezpiecznych i zjawisk z nimi związanych pozwala na pełniejsze i bardziej wiarygodne poznanie ich klimatologicznej charakterystyki. Rozkłady przestrzenne i przebiegi czasowe są cenne nie tylko z punktu poznawczego, ale również, a może przede wszystkim, są użyteczne dla gospodarki i życia człowieka. Na podstawie obserwacji prowadzonych na 200 stacjach synoptycznych w zachodniej i środkowej Europie Van Delden (2001) wydzielił trzy regiony o najwyższej częstości burz. Pierwszy z nich obejmuje

obszar od Masywu Centralnego poprzez Dolinę Saony do Wyżyny Bawarskiej, gdzie najwyższa aktywność burz przypada na koniec wiosny i początek lata. Drugi region obejmuje południowe podnóża Alp (Dolina Padu), a trzeci Zatokę Genueńską wraz z Korsyką. W rejonie drugim najwięcej burz notowanych jest w lecie, natomiast w trzecim maksimum aktywności przypada na jesień. Obserwacje trąb powietrznych w 28 państwach europejskich wskazały na występowanie średnio w roku około 170 tornad. Najwięcej tornad obserwuje się nad Wyspami Brytyjskimi (30), w Holandii (20) i we Włoszech (około 15) (Dotzek 2003). Większość prac z zakresu klimatologii pogód konwekcyjnych prezentuje wyniki dla poszczególnych krajów (Dessens i Snow 1989, Dotzek 2001, Elsom i in. 2001, Holzer 2001, Leitão 2003, Sioutas 2003, Kolendowicz 2004, Giaiotti i in. 2007, Webb i in. 2003, Bissoli i in. 2007, Groenemejier i Van Delden 2007, Szilárd 2007).

Klimatologia burz, tornad, silnych opadów i opadów gradu dostarcza wiedzy na temat warunków meteorologicznych przyczyniających się do ich wystąpienia. Powstaniu oraz rozwojowi silnych burz i tornad sprzyja ciepłe i wilgotne powietrze w dolnej troposferze. Źródłem wysokiej wilgotności powietrza w Europie jest obszar Morza Śródziemnego i Oceanu Atlantyckiego. Adwekcje mas powietrza ukształtowanych nad Morzem Śródziemnym w kierunku północnym, nad kontynent, stanowią źródło ciepłych i wilgotnych mas powietrza (Delden 2001, Horváth i Geresdi 2001, Kolendowicz 2005, 2006). Ciepła powierzchnia wód basenu Morza Śródziemnego powoduje dużą chwiejność masy powietrza, potęgowaną dodatkowo przez adwekcje chłodnych mas z północnego zachodu. Napłynięcie mas powietrza polarno-morskiego w rejony akwenu prowadzi do powstania dużej różnicy temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą, doprowadzając do tworzenia się stratyfikacji chwiejnej (Tuduri i Ramis 1997, Homar i in. 2001). Szczególnie silna niestabilność w rejonie Doliny Padu powodowana jest przez orografię terenu. W przypadku wkraczania w ten rejon frontu chłodnego z północnego zachodu, dochodzi do zaburzenia w przepływie powietrza w dolnej troposferze. Efektem tego jest utrzymywanie się ciepłego, wilgotnego powietrza w dolnej troposferze, natomiast powyżej 3000 m pojawia się chłodne powietrze polarne, powodując wysoką chwiejność atmosfery (Cacciamani i in. 1995, Costa i in. 2001, Van Delden 2001).

Podobny mechanizm obserwowany jest na Węgrzech. Karpaty powodują zatrzymanie adwekcji powietrza polarnego w dolnej troposferze, natomiast w środkowych warstwach powietrze napływa swobodnie. Do szczególnie silnej chwiejności dochodzi, gdy w dolnych warstwach zalega ciepłe, wilgotne powietrze znad Adriatyku (Horváth i Geresdi 2001, Bocheva i in. 2007, Szilárd 2007). Nad Europą Zachodnią i Środkową do rozwoju silnej chwiejności dochodzi w przypadku przechodzenia przez Półwysep Iberyjski układu niskiego ciśnienia. Średnia wysokość półwyspu wynosząca około 1000 m n.p.m. powoduje, że powietrze na poziomach barycznych pomiędzy 900 a 700 hPa zostaje nagrzane od powierzchni. Powietrze to przemieszczając się nad Zatoką Biskaj-

ską w kierunku Francji i Niemiec, prowadzi do wystąpienia dużych różnic temperatury między tą warstwą a środkową troposferą. Sytuacja taka znana jest w literaturze jako tzw. „hiszpańska smuga" (*Spanish plume*, za Van Deldenem 2001), z którą związane są silne burze. Nad Wyspami Brytyjskimi wyróżniono trzy rodzaje sytuacji synoptycznych prowadzących do rozwoju burz i tornad. W momencie przechodzenia głębokiego niżu, w jego tylnej części, napływa powietrze polarnomorskie, które podcina ciepłe powietrze napływające z południa Europy. Dochodzi wówczas do rozwoju nad Wielką Brytanią systemu frontów chłodnych prowadzących do silnego wznoszenia powietrza i rozwoju pogód niebezpiecznych (Bolton i in. 2003). W porze jesiennej powietrze napływające znad Kanady w kierunku Europy, ogrzewa się od ciepłych wód Atlantyku, stając się niestabilne. W sąsiedztwie wybrzeży na skutek cyrkulacji bryzowej, dochodzi do zapoczątkowania rozwoju konwekcji (Bolton i in. 2003). Latem, w sytuacji wypełniającego się niżu, gdy nad Wyspami Brytyjskimi zalega powietrze polarne, jest ono silnie ogrzewane od powierzchni, w efekcie staje się potencjalnie chwiejne (Bolton i in. 2003). W Polsce w latach 1971–2000 największą częstość burz zaobserwowano w przypadku frontu chłodnego lub zokludowanego, przemieszczającego się z kierunku zachodniego lub północno-zachodniego na wschód (Kolendowicz 2005, 2006). Wskazano również na występowanie burz wewnątrz masowych w momencie, gdy nad Polską zalega powietrze zwrotnikowe (Bielec-Bąkowska i Matuszko 2005).

Jednym z efektów prac nad badaniem warunków prowadzących do rozwoju pogód niebezpiecznych są wskaźniki chwiejności, które oceniając szereg parametrów atmosfery, w sposób czytelny, dostarczają informacji na temat potencjalnych warunków prowadzących do powstania zjawisk konwekcyjnych. Szczegółowemu opisowi zagadnienia indeksów chwiejności poświęcony jest rozdział 1.6.

Ważnym nurtem badań klimatologii zjawisk konwekcyjnych jest ocena warunków sprzyjających ich rozwojowi. Statystyczna analiza wartości indeksów chwiejności stanowi podstawę oceny rozkładu przestrzennego i przebiegu natężenia warunków odpowiedzialnych za powstanie i rozwój burz, tornad, silnych opadów deszczu i gradu. Dodatkowo wyniki te stanowią uzupełnienie klimatologii tych zjawisk. Z uwagi na ich małą skalę przestrzenną, jest prawdopodobne, że część przypadków (trąb powietrznych, wodnych, opadów gradu) nie jest wykrywana. Analiza klimatologiczna warunków chwiejności tworzy podstawy do pełniejszego oszacowania rozkładów częstości obserwowanych burz i innych pogód niebezpiecznych. Literatura z tego zakresu nie jest obszerna. Na podstawie danych z reanaliz NCEP Brooks i in. (2003) przedstawili rozkłady przestrzenne i liczby dni z wartościami wskaźników chwiejności oznaczającymi wysokie prawdopodobieństwo pojawienia się silnych burz i tornad. Dla obszaru Ameryki Północnej zarówno wskaźnik CAPE, jak i wartości gradientu temperatury pomiędzy powierzchniami izobarycznymi 700 i 500 hPa

oraz wartości stosunku zmieszania w warstwie dolnych 100 hPa, wskazały na Dolinę Missisipi, jako obszar najwyższej częstości warunków sprzyjających powstawaniu pogód niebezpiecznych. Ten obszar został wskazany w badaniach nad tornadami jako „aleja tornad". Te same kryteria zastosowane dla Europy wskazały obszary Hiszpanii, północnych Włoch, Bośni i Ukrainy, jako najbardziej predysponowane pod względem warunków sprzyjających burzom i tornadom. Wykorzystując wyniki reanalizy ERA40 (Romero i in. 2007), przedstawiono rozkłady przestrzenne średnich miesięcznych i częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności. Wartości indeksu CAPE cechują się wyraźnym cyklem rocznym z najwyższymi wartościami w miesiącach letnich. W rozkładzie przestrzennym najwyższymi wartościami średnich miesięcznych indeksu CAPE cechuje się obszar Morza Śródziemnego i okolic przybrzeżnych. Podobnie kształtuje się rozkład przestrzenny gradientu temperatury pomiędzy poziomami izobarycznymi 700 i 500 hPa. W przypadku badania zmian kierunku wiatru w przekroju pionowym najwyższe wartości notowane są nad Wielką Brytanią i Europą Zachodnią i maleją w kierunku wschodnim. Powodowane jest to przez dużą częstość niżów barycznych w tym rejonie, szczególnie w chłodnej porze roku.

Podobny rozkład przestrzenny warunków chwiejności nad Europą potwierdziły badania z użyciem danych radiosondażowych. Wykorzystując 41 europejskich stacji aerologicznych (Siedlecki 2007, Siedlecki i Rzepa 2008), wskazano najwyższe wartości całkowitej dodatniej energii chwiejności na stacjach z obszaru Morza Śródziemnego. Analiza warunków chwiejności z użyciem wskaźników KI (*KI-index*), TTI (*Total Totals index*) i SWEAT (*Severe Weather Threat index*) wskazały strefę o najwyższych średnich miesięcznych, obejmującą stacje od północnych Włoch po Bukareszt.

1.3. Warunki meteorologiczne a zjawiska konwekcyjne

Do powstania i rozwoju konwekcji oraz związanych z nimi niebezpiecznych warunków pogodowych, takich jak: silne turbulencje, ulewne opady deszczu, grad, burze, tornada i szkwały, dochodzi w wyniku nałożenia się kilku czynników (Doswell i in 1996, Brooks 2007). Niezbędna jest chwiejność atmosfery powodowana przez duży gradient temperatury powietrza, szczególnie korzystny w dolnej warstwie troposfery, wyrażona wartością dodatniej całkowitej energii chwiejności (Markowski 2007a, b, c). Dodatkowym czynnikiem potrzebnym dla rozwoju tych niebezpiecznych zjawisk jest wilgotność powietrza. Duża zawartość pary wodnej, szczególnie w dolnej troposferze, jest dodatkowym źródłem energii niezbędnym w rozwoju ruchów pionowych powietrza. Kondensująca para wodna uwalnia utajone ciepło parowania zużywane na dalszy rozwój

konwekcji (Markowski 2007d, e, f). Ostatnim elementem jest mechanizm powodujący wstępne wymuszone wznoszenie powietrza. Dochodzi do tego pod wpływem nierównomiernego nagrzania, zaburzeń w przepływie powietrza na skutek przeszkód orograficznych (Stinacker 2007a, b), bądź niejednakowej prędkości i różnego kierunku przepływu pomiędzy różnymi warstwami powietrza. Do wielkoskalowego wymuszonego wznoszenia dochodzi na frontach atmosferycznych i w strefach konwergencji (Doswell 1987). Mechanizm wymuszenia wznoszenia prowadzi do zapoczątkowania przyspieszenia pionowego. Pod jego wpływem masa powietrza jest wznoszona, często przez poziomy inwersyjne, do poziomu swobodnej konwekcji, powyżej której staje się lżejsza od otaczającego powietrza i dalej rozpoczyna się samoczynny rozwój konwekcji. Pojawienie się jednocześnie trzech wymienionych wyżej warunków jest niezbędne do rozwoju niebezpiecznych pogód. Jeżeli brak jest mechanizmów wznoszenia, bądź są one zbyt słabe, aby pokonać warstwę inwersyjną, określaną za pomocą ujemnej energii chwiejności, może nie dojść do rozwoju silnej konwekcji mimo dużej chwiejności w średniej troposferze określanej za pomocą dużego CAPE (*convectice available potential energy*).

O charakterze konwekcji, jej trwałości i efektach, decyduje również zmienność kierunku i prędkości wiatru pomiędzy powierzchnią a środkową troposferą. Słabe, krótkotrwałe, pojedyncze burze występują przy braku silnego uskoku wiatru pomiędzy poziomem jednego kilometra a wysokością 6 km. Wówczas efekty konwekcji – tj. krople deszczu i kryształki lodu – opadają w obszar źródłowy konwekcji, hamując przyspieszenie pionowe, a nawet rozwijając silny prąd zstępujący, objawiający się jako krótkotrwały szkwał pod chmurą burzową. Duży uskok wiatru powoduje, że produkty konwekcji przenoszone są znad obszaru, w którym rozwijała się konwekcja. W takiej sytuacji opad deszczu wystąpi w sąsiednim miejscu w stosunku do obszaru źródłowego konwekcji. Spowoduje to, że powstały prąd zstępujący nie tłumi ruchu wznoszącego. Dzięki takiej sytuacji komórka burzowa rozwija się, doprowadzając do powstania silnej burzy. Masy powietrza zstępującego są przyczyną silnego szkwału, który może spowodować powstanie w dolnej atmosferze strefy konwergencji. Powstaje zatem mechanizm wznoszenia i zapoczątkowania nowej komórki konwekcyjnej. W efekcie, w sąsiedztwie jednej komórki burzowej, następuje rozwój kolejnej komórki burzowej.

1.4. Stabilność atmosfery – podstawowe pojęcia

Równanie statyki atmosfery

Pojęcie stabilności atmosfery określa warunki rozwoju ruchów pionowych powietrza atmosferycznego. Matematyczne podstawy warunków stabilności

atmosfery zostały sformułowane w latach 60. XIX w. Dwóch badaczy Reye (Niemcy) i Peslin (Francja) niezależnie sformułowało kryteria chwiejności bezwzględnej i warunkowej (Schultz i in. 2000).

Na masę powietrza pozostającą w spoczynku działają dwie siły: siła grawitacji, skierowana pionowo w dół, i siła pionowego gradientu ciśnienia, skierowana pionowo w górę. Opisuje to równanie statyki atmosfery (Kożuchowski 1998):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{1.4.1}$$

gdzie:

$\frac{\partial p}{\partial z}$ – jest pionowym gradientem ciśnienia,

g – siła grawitacji,

ρ – gęstość powietrza.

Zachwianie równowagi tych sił, spowodowane pojawieniem się dodatkowych składowych, prowadzi do pionowego przemieszczenia się tej masy powietrza. Przyczyn prowadzących do powstania tego ruchu może być wiele – nierównomierne nagrzanie powietrza, zaburzenia w przepływie powietrza na różnych poziomach itp. Ważniejsze jest jednak, czy po ustaniu tych sił sprawczych ruchy pionowe powietrza będą dalej występować, czy ulegną stłumieniu. W pewnych warunkach atmosferycznych masa powietrza (komórka) wprawiona w ruch pionowy, po pokonaniu pewnej różnicy wysokości, ochłodzi się w sposób adiabatyczny. W przypadku, gdy otaczające powietrze cechuje taki sam spadek temperatury, w nowym położeniu poruszająca się masa powietrza będzie miała taką samą temperaturę i gęstość jak powietrze otaczające. Jeśli ustanie siła powodująca ruch pionowy, na masę działać będą zrównoważone siły pionowego gradientu ciśnienia i ciężaru, a więc przemieszczanie pionowe ustanie. Atmosfera cechuje się wówczas stratyfikacją obojętną. Jeżeli porcja powietrza przemieszcza się pionowo w powietrzu, które cechuje się szybszym spadkiem temperatury, to po pokonaniu pewnej różnicy wysokości, ta porcja powietrza będzie cieplejsza i lżejsza od otaczającego powietrza. Wówczas przyspieszenie pionowe powietrza będzie dalej występowało, nawet w przypadku ustąpienia sił powodujących początkowe powstanie ruchu pionowego. Pojawia się dodatkowa siła wyporności na skutek różnicy gęstości poruszającej się porcji powietrza i otaczającego powietrza. Taki stan atmosfery określa się mianem stratyfikacji chwiejnej. Jeżeli natomiast otaczające powietrze charakteryzuje się wolniejszym spadkiem niż ma to miejsce w poruszającej się pionowo porcji powietrza, to po pokonaniu zakładanej różnicy wysokości ta masa

powietrza będzie chłodniejsza, a więc i cięższa, w stosunku do powietrza otaczającego. Kiedy siły powodujące powstanie tego początkowego pionowego przemieszczenia ustaną, rozpatrywana komórka powietrza powróci do swego pierwotnego otoczenia, a wszelkie ruchy pionowe ulegną stłumieniu. Taki stan atmosfery nazywa się stratyfikacją stałą.

To wznoszenie i opadanie powietrza pod wpływem różnicy gęstości powietrza może przybierać postać zorganizowanych prądów lub pojedynczych komórek. W wyniku tego procesu dochodzi do przenoszenia różnych właściwości powietrza, a konwekcja staje się ważnym czynnikiem w transporcie ciepła i wilgoci. Pojawienie się konwekcji wiąże się z wystąpieniem określonych warunków, definiowanych za pomocą tempa zmian temperatury z wysokością, określanych pionowym gradientem temperatury. Siłą powodującą rozwój ruchów pionowych jest siła wyporności pojawiająca się pod wpływem różnic gęstości.

Proces adiabatyczny

Rozpatrując zjawisko konwekcji atmosferycznej, przyjmuje się założenie, że biorąca w niej udział masa powietrza (komórka) nie miesza się z otaczającym powietrzem, nie wymienia ciepła z otoczeniem, a ciśnienie w komórce i otaczającym powietrzu jest takie samo. W związku z tym założeniem zmiany temperatury tej poruszającej się porcji powietrza zachodzą pod wpływem przemian adiabatycznych. Wykorzystując pierwsze prawo termodynamiki (Iribarne i Cho 1988):

$$dU = dQ + dA, \tag{1.4.2}$$

gdzie:

U – energia wewnętrzna,

Q – ciepło dostarczone do porcji powietrza,

A – praca wykonana nad porcją powietrza,

proces adiabatyczny wyraża się wzorem:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{c_p dT}{dt} + \frac{dp}{dt} = 0, \tag{1.4.3}$$

gdzie:

c_p – ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu.

Zmiany temperatury w wyniku przesunięcia pionowego dz masy powietrza będące wynikiem zmian ciśnienia określa się gradientem temperatury Γ:

$$c_p \frac{dT}{dz} = -\frac{dp}{dz}, \tag{1.4.4}$$

$$\Gamma = \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \tag{1.4.5}$$

Wartość gradientu adiabatycznego wynosi około 1°C/100 m.

Wznosząca się masa powietrza, zawierająca parę wodną, na pewnym poziomie osiągnie warunki powodujące jej nasycenie (poziom kondensacji) i w dalszym procesie wznoszenia rozpocznie się skraplanie zawartej w niej pary wodnej. W konsekwencji dochodzi do uwolnienia utajonego ciepła parowania, które zostaje zużyte na podniesienie temperatury poruszającego się powietrza. Spadek temperatury będzie następował wolniej, a jej zmiany na przyrost wysokości określa gradient wilgotno adiabatyczny.

W przypadku powietrza nasyconego ciepło wyraża się:

$$dQ = -Ldx_s, \tag{1.4.6}$$

gdzie:

x_s – stosunek zmieszania,

L – utajone ciepło parowania.

Wykorzystując pierwsze prawo termodynamiki

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{c_p dT}{dt} - \frac{dp}{dt}, \tag{1.4.7}$$

ciepło absorbowane przez masę powietrza

$$dQ = (1 + x_s)dq \tag{1.4.8}$$

$$-Ldx_s = (1 + x_s)(c_p dT - RT\frac{dp}{p}) \tag{1.4.9}$$

lub inaczej

$$-Ldx_s = (1 + x_s)(c_p dT + gdz), \tag{1.4.10}$$

dzieląc przez dz

$$-L\frac{dx_s}{dz} = (1+x_s)(c_p\frac{dp}{dz} + g) \tag{1.4.11}$$

gradient wilgotno adiabatyczny wyraża się wzorem:

$$\Gamma_w = \frac{L(dx_s/dz)}{c_p(1+x_s)} + \frac{g}{c_p} \tag{1.4.12}$$

lub

$$\Gamma_w = \Gamma\frac{1+x_sL/R_dT}{1+x_sL^2/c_{pd}R_vT^2}. \tag{1.4.13}$$

Wartość gradientu wilgotno adiabatycznego jest mniejsza od gradientu sucho adiabatycznego. Uwarunkowana jest zawartością pary wodnej w atmosferze. Z uwagi na to, że najwięcej pary wodnej jest w dolnej troposferze, najniższe wartości gradientu wilgotno adiabatycznego występują w dolnej troposferze, a w wyższych warstwach wartości te zbliżają się do wartości gradientu sucho adiabatycznego.

W konwekcji może brać udział powietrze suche, wilgotne lub nasycone. W zależności od wielkości gradientu rzeczywistego Γ_{rz} i tego, jakie powietrze bierze udział w konwekcji, rozróżnia się rodzaje stratyfikacji (Bryan i Fritch 2000):

$\Gamma_{rz} < \Gamma_w$	absolutnie stała,
$\Gamma_{rz} = \Gamma_w$	wilgotno obojętna,
$\Gamma_w < \Gamma_{rz} < \Gamma$	warunkowo niestabilna,
$\Gamma_{rz} = \Gamma$	sucho adiabatycznie obojętna,
$\Gamma_{rz} > \Gamma$	chwiejna.

Stratyfikacja absolutnie stała występuje w przypadku, gdy rzeczywisty gradient pionowy temperatury jest mniejszy od gradientu sucho adiabatycznego, jak i mniejszy od wilgotno adiabatycznego. W tej sytuacji zarówno powietrze suche, jak i nasycone podczas wznoszenia ochładza się szybciej niż zachodzące zmiany temperatury w otaczającym powietrzu. Po pokonaniu pewnej różnicy wysokości poruszająca się masa powietrza będzie chłodniejsza, a więc gęstsza i cięższa od otoczenia. Wówczas nastąpi stłumienie wznoszenia, a masa powietrza zacznie opadać.

W przypadku, gdy gradient rzeczywisty równa się gradientowi wilgotno adiabatycznemu, oznacza to stratyfikację wilgotno obojętną. Wznoszące się nasycone powietrze ochłodzi się tak samo, jak powietrze otaczające.

Jeżeli gradient rzeczywisty jest większy od wilgotno adiabatycznego, ale mniejszy od sucho adiabatycznego, wówczas, jeżeli wznoszeniu ulega powietrze nasycone, które ochładza się wolniej niż spadek temperatury otaczającego powietrza i na pewnej wysokości, staje się ono cieplejsze i lżejsze. Wznosi się ono dalej, a dla takiego powietrza stratyfikacja jest chwiejna. Natomiast, jeśli unosi się powietrze suche bądź wilgotne, ale nienasycone, wówczas ochładza się ono szybciej. Po pokonaniu pewnej różnicy wysokości staje się ono chłodniejsze od otaczającego go powietrza, a zatem konwekcja ustaje. Stratyfikacja chwiejna wystąpi pod warunkiem, że powietrze będzie wilgotne lub zdąży się nasycić.

W przypadku, gdy gradienty sucho adiabatyczny i rzeczywisty są równe, to stratyfikację nazywamy obojętną. Podczas wznoszenia porcji powietrza zmiany jej temperatury odbywają się w tym samym tempie, w jakim zmienia się temperatura powietrza otaczającego. Tak więc, w każdym momencie wznoszenia wartości temperatury będą jednakowe. Jeśli natomiast gradient rzeczywisty jest większy od sucho adiabatycznego, bez względu czy wznoszeniu podlega powietrze suche, czy wilgotne, po pokonaniu pewnej różnicy wysokości będzie ono cieplejsze i rzadsze od otaczającego. Wówczas pod wpływem sił wyporności rozpatrywana masa będzie się wznosić. Jest to stratyfikacja chwiejna.

Zmiany pionowego gradientu temperatury, a tym samym osiągnięcie określonego stanu stratyfikacji, powodowane jest przez czynniki radiacyjne, adwekcyjne i dynamiczne. W sytuacji silnej insolacji warstwy powietrza przy powierzchni ziemi nagrzewają się bardziej, doprowadzając do wzrostu różnicy temperatury i rozwoju stratyfikacji chwiejnej. Podobnie adwekcja chłodnej masy powietrza nad rozgrzane podłoże powoduje wzrost kontrastu temperatury pomiędzy dolną i środkową atmosferą, prowadząc tym samym do wzrostu niestabilności. Adwekcyjne zmiany pionowego gradientu temperatury mogą być powodowane poprzez napłynięcie masy powietrza w pewnej warstwie, co może powodować zmianę ogólnego rozkładu temperatury. Zmiana gradientu, a tym samym stanu stratyfikacji, ma miejsce w przypadku wielkoskalowego wznoszenia mas powietrza. Dochodzi wówczas do różnego tempa zmian temperatury na różnych poziomach wznoszącej się warstwy, czego efektem jest większy spadek temperatury w górnych poziomach wznoszącej się warstwy powietrza, w porównaniu ze zmianami temperatury w dolnych poziomach tej warstwy. Jeszcze większe znaczenie ma rozkład wilgotności w rozpatrywanej warstwie. Jeżeli wilgotność zmniejsza się wraz ze wzrostem wysokości, to podczas wznoszenia takiej warstwy w dolnym poziomie, powietrze szybciej osiągnie stan nasycenia i podczas dalszego wznoszenia spadek temperatury odbywał się będzie zgodnie z gradientem wilgotno adiabatycznym, podczas gdy temperatura górnych poziomów spadać będzie zgodnie z gradientem sucho adiabatycznym. Wtedy temperatura w dolnych poziomach obniży się mniej niż w górnych, czego efektem jest zmiana gradientu w całej warstwie. Jest to chwiejność potencjalna lub konwekcyjna. Do zmian w pionowym gradiencie temperatury dochodzi w strefach konwergencji (dywergencji). W takiej strefie masy powietrza

zbiegają się (rozbiegają) i następuje wymuszenie wynoszenia (opadania) takiej masy powietrza. Masa powietrza jest wtedy rozciągana (ściskana) w pionie, a efektem jest zmiana gradientu temperatury.

Do zmian w rozkładzie pionowym temperatury dochodzi w przypadku atmosfery baroklinowej. Adwekcja ciepłej masy powietrza w obszarach chłodniejszej masy powietrza powoduje jej wznoszenie, aż do wyrównania temperatury z otoczeniem.

1.5. Energia chwiejności

Sprzyjające warunki do rozwoju konwekcji zachodzą w przypadku stratyfikacji chwiejnej. Duży gradient rzeczywisty oznacza, że wraz ze wzrostem wysokości temperatura powietrza szybko spada, powodując, że wznosząca się adiabatycznie komórka powietrza staje się cieplejsza, a zarazem lżejsza, od otaczającego powietrza. Pojawia się siła wyporu powodująca przyspieszenie pionowe komórki powietrza.

Wykorzystując podstawowe równanie statyki atmosfery, przedstawia się siły odpowiedzialne za przyspieszenie pionowe powietrza jako pionowy gradient ciśnienia i ciężar powietrza (Doswell i Markowski 2004):

$$\rho\frac{\partial w}{\partial t}=-\frac{\partial p}{\partial z}-\rho g \tag{1.5.1}$$

gdzie:

w – prędkość pionowa powietrza,
g – siła grawitacji,
ρ – gęstość powietrza,
p – ciśnienie atmosferyczne.

Przedstawiając parametry meteorologiczne w postaci wielkości uśrednionych i fluktuacji od tych wartości, otrzymujemy (Markowski 2007c):

$$p(x,y,z,t)=\overline{p}(z)+p'(x,y,z,t)$$
$$\rho(x,y,z,t)=\overline{\rho}(z)+\rho'(x,y,z,t).$$

Wówczas podstawowe równanie statyki atmosfery opisujące stan równowagi atmosfery można zapisać następująco (Markowski 2007c):

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial \overline{p}}{\partial z}-g=0. \tag{1.5.2}$$

Odjęcie równania 1.5.2 od 1.5.1 pozwala na przedstawienie przyspieszenia w ruchu pionowym w atmosferze następująco (Markowski 2007c):

$$\rho\frac{\partial w}{\partial t}=-\frac{\partial p'}{\partial z}-\rho' g, \tag{1.5.3}$$

a po podzieleniu obu stron równania przez ρ otrzymujemy

$$\frac{\partial w}{\partial t}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p'}{\partial z}-\frac{\rho'}{\rho}g, \tag{1.5.4}$$

gdzie:

$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p'}{\partial z}$ – siła pionowego gradientu fluktuacji ciśnienia,

$-\frac{\rho'}{\rho}g$ =B – siła wyporu w atmosferze.

Element p' oznacza fluktuacje w ciśnieniu atmosferycznym, które możemy przedstawić w postaci sumy składnika hydrostatycznego i niehydrostatycznego (Markowski 2007c):

$$p'=p_h'+p_{nh}'.$$

Hydrostatyczne fluktuacje ciśnienia pojawiają się poniżej i powyżej adiabatycznie wznoszącej się porcji powietrza pod wpływem wyporu. Niehydrostatyczne fluktuacje ciśnienia są różnicą między całkowitym gradientem perturbacji ciśnienia a hydrostatycznych perturbacji ciśnienia.

Siły wyporu związane są przede wszystkim z zaburzeniami pola gęstości powietrza. Przy czym ocena wyporności na podstawie gęstości powietrza nastręcza trudności w pomiarach, dlatego wykorzystuje się inne parametry meteorologiczne, przede wszystkim temperaturę wirtualną. Pomijając wpływ perturbacji ciśnienia na rozwijającą się chwiejność atmosfery, zależność pomiędzy gęstością powietrza i temperaturą wirtualną można przedstawić (Doswell i Markowski 2004, Markowski 2007b):

$$\frac{\rho'}{\overline{\rho}}\approx\frac{p'}{\overline{p}}-\frac{T_v'}{\overline{T_v}}\approx-\frac{T_v'}{\overline{T_v}}. \tag{1.5.5}$$

Dopóki jest spełniona nierówność:

$$\left|\frac{p'}{\overline{p}}\right| << \left|\frac{T_v'}{\overline{T_v}}\right|,$$

siły wyporności w kolumnie powietrza atmosferycznego można ocenić z zależności (Markowski 2007b):

$$B \approx \frac{T_v'}{\overline{T_v}} g. \tag{1.5.6}$$

Wykorzystując teorie wznoszącej się adiabatycznie komórki powietrza, warunki chwiejności atmosfery określa zależność (Markowski 2007b):

$$B \approx \frac{T_{vp} - T_{vs}}{T_{vs}} g, \tag{1.5.7}$$

gdzie:

T_{vp} – jest temperaturą wirtualną adiabatycznie wznoszącej się komórki powietrza,

T_{vs} – jest temperaturą wirtualną powietrza uzyskaną z sondażu aerologicznego.

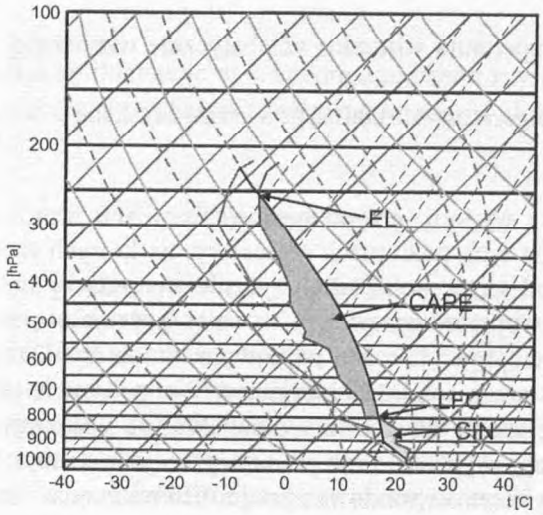
Dodatnia siła wyporu, powodująca adiabatyczne wznoszenie się powietrza, występuje na tych poziomach atmosfery, na których temperatura powietrza jest niższa od temperatury adiabatycznie wznoszącej się komórki powietrza. Ocena chwiejności atmosfery w całej kolumnie powietrza wymaga zsumowania sił wyporu w profilu pionowym atmosfery. Danych potrzebnych do tej oceny dostarcza sondaż aerologiczny. Na podstawie pomiarów wyznacza się przebieg zmian temperatury adiabatycznie poruszającej się komórki powietrza tzw. krzywą stanu. Pole pomiędzy krzywą stanu a krzywą rozkładu temperatury powietrza w sondowanym profilu wyznacza ilość energii, jaka może wziąć udział w rozwoju konwekcji. Ocena chwiejności atmosfery sprowadza się więc do zsumowania wyporności na różnych poziomach w przekroju pionowym sondowanej atmosfery. Tam, gdzie temperatura sondowanego powietrza jest niższa od temperatury poruszającej się adiabatycznie komórki, siła wyporności skierowana jest do góry i powoduje przyspieszenie konwekcji. Sumując wyporność w tym obszarze wyznaczonym przez poziom swobodnej konwekcji (LFC) i poziom wyrównania (EL), otrzymana zostanie wielkość dodatniej energii chwiejności atmosfery – *CAPE* (Markowski 2007b):

$$CAPE = g\int_{LFC}^{EL}\left(\frac{T_{vp}-T_{vs}}{T_{vs}}\right)dz, \tag{1.5.8}$$

gdzie *dh* oznacza zmianę wysokości.

W warstwach atmosfery, gdzie temperatura powietrza jest wyższa od temperatury adiabatycznie poruszającej się komórki, siła wyporności działa w przeciwną stronę i hamuje ruch pionowy, przeciwdziałając rozwojowi konwekcji. Sumując wartość wyporności pomiędzy powierzchnią a poziomem swobodnej konwekcji, otrzymana zostanie wartość ujemnej energii chwiejności (CIN), tzn. taka ilość energii, jaka musi zostać dostarczona aby zapoczątkować rozwój konwekcji:

$$CIN = g\int_{pow}^{LFC}\left(\frac{T_{vp}-T_{vs}}{T_{vs}}\right)dz. \tag{1.5.9}$$



Rys. 1.1. Diagram aerologiczny typu skew-T z zaznaczonym polem dodatniej (CAPE) i ujemnej (CIN) energii chwiejności

Fig. 1.1. Radiosoundig diagram skew-T with convective available potential energy (CAPE) area and convective inhibition energy (CIN) area

Wielkość dodatniej energii chwiejności określa siłę konwekcji i jest wskaźnikiem maksymalnej prędkości ruchów pionowych powietrza, jakie mogą się rozwinąć w danych warunkach.

Korzystając z równania statyki atmosfery, związek pomiędzy przyspieszeniem pionowym powietrza atmosferycznego a wypornością można przedstawić zależnością (Markowski 2007b):

$$\frac{dw}{dt} = B. \tag{1.5.10}$$

Mnożąc obie strony równania przez $w = dz/dt$, otrzymamy:

$$w\frac{dw}{dt} = B\frac{dz}{dt}, \tag{1.5.11}$$

$$\frac{d}{dt}\frac{w^2}{2} = B\frac{dz}{dt}, \tag{1.5.12}$$

zatem

$$dw^2 = 2Bdz. \tag{1.5.13}$$

Ponieważ rozpatrywana jest zależność dodatniej energii chwiejności i przyspieszenia pionowego powietrza, interesuje nas wyporność i zmiany prędkości pomiędzy poziomami swobodnej konwekcji i wyrównania. Zatem (Markowski 2007b):

$$\int_{LFC}^{EL} dw^2 = 2\int_{LFC}^{EL} Bdz, \tag{1.5.14}$$

gdzie suma wyporności oznacza dodatnią energię chwiejności,

$$w_{\max} = \sqrt{2CAPE} \tag{1.5.15}$$

i decyduje ona o wielkości maksymalnego, możliwego pionowego przyspieszenia powietrza i sile konwekcji.

W związku z uproszczeniami stosowanymi w teorii adiabatycznie poruszającej się komórki powietrza, rzeczywiste prędkości ruchów pionowych powietrza znacznie różnią się od tych otrzymanych z zależności 1.5.15. Wynika to przede wszystkim z nieuwzględniania sił związanych z perturbacjami pionowego gradientu ciśnienia powyżej i poniżej wznoszącej się komórki powietrza, założenia, że powietrze z komórki nie miesza się z otaczającym i braku

uwzględnienia wpływu powstających bądź zanikających produktów kondensacji w czasie ruchów pionowych.

Siły związane z perturbacjami pionowego gradientu ciśnienia pojawiają się nad i pod poruszającą się adiabatycznie komórką powietrza. Nad komórką pojawia się obszar o wyższym ciśnieniu, a pod nią o niższym ciśnieniu. W związku z tym zakłócenia w rozkładzie ciśnienia działają hamująco na rozwijającą się konwekcję. Duże znaczenie ma również rozmiar (szerokość) komórek konwekcyjnych. W przypadku stosunkowo wąskich komórek zakłócenia w pionowym gradiencie ciśnienia są małe, a więc niewielkie są negatywne oddziaływania na przyspieszenia wywołane przez dodatnią energię chwiejności. Jeżeli wzrasta szerokość komórki konwekcyjnej, zakłócenia w pionowym gradiencie ciśnienia wzrastają, osłabiając prędkość ruchów pionowych.

Teoria poruszającej się adiabatycznie komórki powietrza zakłada brak wymiany masy, ciepła i pędu pomiędzy wznoszącą się adiabatycznie porcją powietrza a powietrzem otaczającym. W rzeczywistości dochodzi do oddziaływań pomiędzy komórką a otaczającym powietrzem, prowadząc do rozcieńczenia wznoszącej się masy powietrza. Silniejsze konwekcje wystąpią w przypadku wąskich komórek konwekcyjnych dodatkowo pochylonych. Mieszanie powietrza i wymiana ciepła osłabi różnice gęstości, a w dalszej kolejności spowolni rozwój konwekcji.

Wraz ze wznoszeniem się porcji powietrza wilgotnego dochodzi do przemian fazowych wody. Utajone ciepło parowania, uwolnione w procesie kondensacji pary wodnej, podnosi temperaturę poruszającej się adiabatycznie komórki, przyspieszając konwekcję. W przypadku, gdy powstałe produkty kondensacji podczas opadania w dolnej części komórki ulegną topnieniu bądź wyparowaniu, osłabią konwekcję. Dodatkowo należy uwzględnić fakt, że w przypadku wilgotnego powietrza kondensująca para wodna ma określoną masę osłabiającą wyporność (Markowski 2007b):

$$B = g\left(\frac{T_v'}{T_v} - q_c\right), \tag{1.5.16}$$

gdzie q_c to masa produktów kondensacji w komórce.

Mimo wskazanych uproszczeń, teoria adiabatycznie wznoszącej się komórki powietrza pozwala dobrze zdefiniować procesy konwekcji i wyróżnić rodzaje stratyfikacji termicznej atmosfery. Pionowy gradient temperatury pozwala na wyróżnienie rodzajów stratyfikacji atmosfery, natomiast ocena siły wyporności dostarcza informacji o sile chwiejności. Powstaje pytanie o zależność pomiędzy oceną stratyfikacji na podstawie pionowego gradientu temperatury a całkowitą energią chwiejności.

W przypadku warunkowej niestabilności atmosfera stanie się chwiejna, jeżeli powietrze zostanie nasycone parą wodną. Wznosząca się porcja powietrza zawierająca parę wodną stanie się nasycona dopiero po pewnym pionowym przesunięciu. Wówczas atmosfera staje się chwiejna. Zatem potrzebna jest informacja o wymuszonym przesunięciu, aby w warunkowej niestabilności rozwinęła się konwekcja, której pionowy gradient temperatury nie dostarcza. O wielkości tego pionowego przesunięcia, a dokładnie ilości energii, jaka musi być dostarczona do komórki, aby rozwinęła się swobodna konwekcja, informuje nas ujemna energia chwiejności. Można zatem podział stratyfikacji atmosfery, zaproponowany przez Normanda w 1938, poszerzyć o całkowitą energię chwiejności (Schultz i in. 2000):

A. $\gamma > \Gamma$ – stratyfikacja absolutnie chwiejna,
B. $\gamma < \Gamma_w$ – stratyfikacja absolutnie stała,
C. $\Gamma_w < \gamma < \Gamma$ – stratyfikacja warunkowo chwiejna,
   1) Powietrze nasycone – stratyfikacja absolutnie chwiejna,
   2) Powietrze nienasycone – stratyfikacja nieznana,
      a. CAPE = 0 – stratyfikacja stała,
      b. CAPE > 0 – stratyfikacja chwiejna w określonych warstwach,
         i. CAPE > CIN – utajona chwiejność,
         ii. CIN > CAPE – pseudoutajona chwiejność.

Z dotychczasowych rozważań można wysnuć kilka wniosków. Przede wszystkim pojęcie warunkowej chwiejności odnosi się do warunków stabilności atmosfery rozpatrywanych za pomocą pionowych gradientów temperatury, ograniczając ocenę stratyfikacji do rozpatrywanej warstwy, bez uwzględnienia, jaka jest wyporność poruszającej się przez tę warstwę komórki powietrza. Pojęcie utajonej chwiejności atmosfery odnosi się do oceny sił wyporności w badanym profilu pionowym.

1.6. Wskaźniki chwiejności atmosfery

Ocena warunków chwiejności na podstawie sondaży aerologicznych oparta jest na szeregu wskaźników uwzględniających warunki termiczne, wilgotnościowe i zmienności wiatru w profilu pionowym atmosfery. Wartość takiego wskaźnika jest pochodną odpowiednich elementów meteorologicznych z przekroju pionowego atmosfery. Porównanie wartości indeksów z wartościami granicznymi, tj. takimi, przy których istnieje wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia zjawisk konwekcyjnych, pozwala w łatwy i czytelny sposób dokonać oceny niestabilności atmosfery.

Początek prac nad opracowaniem wskaźników pozwalających ocenić warunki chwiejności atmosfery i możliwość wystąpienia pogód niebezpiecznych, przypada na lata 1940 i 1950 ubiegłego wieku, kiedy Albert K. Showalter z WBAN Analysis Center w Waszyngtonie zaproponował wskaźnik – *Showalter* indeks (Showalter 1953), umożliwiający w prosty sposób ocenę warunków sprzyjających wystąpieniu burz. W późniejszych latach nastąpił rozwój wskaźników chwiejności, a rozwój pomiarów radiosondażowych i technik komputerowych umożliwił zastosowanie większej liczby czynników odpowiedzialnych za rozwój burz.

Indeksy chwiejności można podzielić na wskaźniki oparte na teorii komórki (por. rozdz. 1.5. pt.: *Energia chwiejności*). Należą do nich CAPE – indeks dodatniej energii chwiejności, CIN – indeks ujemnej energii chwiejności, LI – Lifted indeks, SI – Showalter indeks. Bazują one na porównaniu sondowanych wartości temperatury z wartościami temperatury adiabatycznie wznoszącej się komórki powietrza dla określonych warunków początkowych. Inną grupę stanowią wskaźniki skonstruowane na podstawie wartości temperatury i wilgotności powietrza na wybranych poziomach barycznych np.: VT – Vertical Total, CT – Cross Total, TTI – Total Totals (Miller 1972), KI – tzw indeks Whaitinga (George 1960), wskaźniki wykorzystujące warunki termiczno-wilgotnościowe oraz warunki kierunku i prędkości wiatru np.: SWEAT – Severe Weather Treat Indeks lub BRN – Bulk Richardson Number.

W pracy wykorzystano cztery wskaźniki: trzy oparte na parametrach termicznych i wilgotnościowych z różnych poziomów barycznych i jeden oparty na teorii komórki – CAPE.

Pierwszym użytym indeksem jest VT (*Vertical Total*). Jest to różnica temperatury powietrza między poziomami izobarycznymi 850 i 500 hPa (odpowiednio T_{850} i T_{500}):

$$VT = T_{850} - T_{500}. \tag{1.6.1}$$

Im wyższe wartości wskaźnika, czyli większe różnice temperatury między dolną a środkową troposferą, tym atmosfera jest bardziej niestabilna. W większości publikowanych prac z wykorzystaniem tego wskaźnika przyjmuje się, że wartości VT większe od 26 oznaczają atmosferę niestabilną. Przy dużej wilgotności w dolnej troposferze może to oznaczać wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia pogód niebezpiecznych.

Wskaźnik TTI (Miller 1972) jest poszerzeniem indeksu VT o warunki wilgotności powietrza na poziomie izobarycznym 850 hPa. Obliczany jest jako suma wskaźnika VT oraz indeksu CT, tj. różnicy temperatury punktu rosy na poziomie izobarycznym 850 hPa i temperatury na poziomie izobarycznym 500 hPa (wzór 1.6.2).

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}), \qquad (1.6.2)$$

gdzie:

TD_{850} – temperatura punktu rosy na poziomie izobarycznym 850 hPa.

Wysokie wartości indeksu odpowiadają dużej różnicy temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą i dużej wilgotności powietrza na poziomie izobarycznym 850 hPa, czyli warunkom sprzyjającym rozwojowi zjawisk konwekcyjnych. Wskaźnik ten używany jest do szacowania potencjalnego wystąpienia zjawisk konwekcyjnych i ich natężenia, głównie burz, opadów gradowych, a w USA trąb powietrznych. Zależność pomiędzy wartościami indeksu TTI a zjawiskami konwekcyjnymi przedstawiono w tab. 1.6.1.

Wskaźnik TTI, opierając się na warunkach z dwóch poziomów, nie uwzględnia ewentualnej inwersji, jaka może się pojawić pomiędzy dolną i środkową troposferą, szczególnie na obrzeżach układu wysokiego ciśnienia, a także nie bierze pod uwagę zmian prędkości wiatru. Przy silnej niestabilności statycznej (VT > 26) TTI osiąga wysokie wartości, natomiast zjawiska konwekcyjne nie wystąpią z uwagi na inwersyjne tłumienie ruchów konwekcyjnych.

Tabela 1.6.1

Występowanie zjawisk konwekcyjnych określone na podstawie wskaźników TTI, CT, VT

TTI	CT	VT	Zjawiska konwekcyjne
<40			stabilność
40–43			rzadkie burze
44–45	18–19	≥ 26	izolowane burze
46–47	20–21	≥ 26	miejscami burze
48–49	22–23	≥ 26	miejscami burze, lokalnie silnie
50–51	24–25	≥ 26	miejscami burze, okresami silne
52–55	26–29	≥ 26	miejscami silne burze, możliwość wystąpienia trąby powietrznej
>56	>30	≥ 26	silne i liczne burze, miejscami trąby powietrzne

Źródło: Bąkowski 2005 (dotyczy tab. 1.6.1.–1.6.3).

Indeks KI (George 1960) dodatkowo poszerza ocenę warunków chwiejności o warunki wilgotności na poziomie izobarycznym 700 hPa. Wyliczony jest na podstawie formuły:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - Tdd_{700}), \tag{1.6.3}$$

gdzie:

Tdd_{700} – różnica temperatury i temperatury punktu rosy na poziomie izobarycznym 700 hPa.

Wysokie wartości wskaźnika KI oznaczają dużą różnicę temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą, przy jednoczesnej dużej wilgotności powietrza na poziomach izobarycznych 850 i 700 hPa. Interpretacją niestabilności atmosferycznej na podstawie KI jest prawdopodobieństwo wystąpienia burz. Im wyższe wartości, tym wyższe prawdopodobieństwo burz (tab. 1.6.2).

Tabela 1.6.2

Prawdopodobieństwo wystąpienia burz określone na podstawie wskaźnika KI

KI	Prawdopodobieństwo burz
< 15	0%
15–20	< 20%
21–25	20–40%
26–30	40–60%
31–35	60–80%
36–40	80–90%
> 40	bliskie 100%

Podobnie jak wskaźnik TTI, indeks KI może być determinowany przez wysokie wartości VT przy niskiej wilgotności w dolnej troposferze (prowadzi to do zawyżenia wartości chwiejności atmosfery). Zarówno wskaźnik KI, jak TTI nie uwzględniają warunków występujących poniżej 850 hPa, co może prowadzić do zaniżania wartości w sytuacji, gdy wilgotne powietrze występuje pod tym poziomem.

Ostatnim zastosowanym wskaźnikiem do oceny warunków chwiejności nad Europą jest wskaźnik CAPE. Jest to dodatnia energia chwiejności, czyli ilość energii w atmosferze, jaka może być zużyta na rozwój ruchów wstępujących. Indeks CAPE został policzony wg następującego wzoru:

$$CAPE = g \sum_{LFC}^{EL} (\Delta h \frac{T_{vp} - T_{vs}}{T_{vs}}), \tag{1.6.4}$$

gdzie:

Δh – przyrost wysokości,

T_{vp} – temperatura wirtualna adiabatycznie wznoszącej się komórki powietrza,

T_{vs} – temperatura wirtualna uzyskana z sondażu aerologicznego.

Skalę intensywności chwiejności atmosfery w zależności od wartości wskaźnika CAPE przedstawiono w tab. 1.6.3.

Tabela 1.6.3

Chwiejność atmosfery szacowana na podstawie wskaźnika CAPE

CAPE [J kg^{-1}]	Chwiejność atmosfery
0–999	słaba
1000–2500	umiarkowana
2500–4000	silna
> 4000	ekstremalna

W pracy zastosowano wartości wskaźnika CAPE obliczone dla wartości początkowych temperatury powietrza i temperatury punktu rosy przyjętych jako średnie z dolnych 500 m.

Wysokość poziomu kondensacji wyliczona została na podstawie równania:

$$LCL = p^* \left(\frac{LCLT}{T} \right)^{\frac{1}{\kappa}}, \qquad \text{[hPa]} \tag{1.6.5}$$

gdzie:

$LCLT$ – to temperatura w K na poziomie kondensacji, κ – 0,228.

Temperatura na poziomie kondensacji wyliczona została na podstawie następującej zależności:

$$LCLT = \frac{1}{\frac{1}{Td - 56} + \ln\left(\left(\frac{T}{Td} \right) * \frac{1}{800} \right)} + 56, \tag{1.6.6}$$

gdzie:

Td – temperatura punktu rosy.

Prezentowane wartości progowe wskaźników chwiejności i skale ocen chwiejności bądź prawdopodobieństwa wystąpienia burz są przykładowymi wartościami często spotykanymi w literaturze (głównie amerykańskiej). Wiele badań z obszaru europejskiego prowadzi do wypracowania własnych skal oceny wystąpienia zjawisk konwekcyjnych.

W Ameryce Północnej krótkotrwałe burze, bez silnych opadów, pojawiają się, gdy średnia całkowita energia chwiejności zawiera się w przedziale 0,1–500 J kg^{-1}. Średnia całkowita energia chwiejności, zmierzona podczas silnych burz z intensywnymi opadami deszczu i gradu, wynosiła ponad 1100 J kg^{-1}, 25% najwyższych wartości przekraczało 1800 J kg^{-1}. Średnia energia chwiejności podczas bardzo silnych burz z tornadami przekraczała 1300 J kg^{-1}, a 25% najwyższych wartości przekraczało granicę 1900 J kg^{-1} (Rasmussen i Blanchard 1998, Craven 2002 a b, Kerr i Darkow 1996). Podobne badania z zastosowaniem innych indeksów wskazały średnią wartość indeksu KI równą 23, a wskaźnika TTI równą 41 (Schulz 1989).

W Europie podobne badania prowadzą głównie krajowe biura pogody. Na Półwyspie Iberyjskim średnia wartość energii chwiejności w dniach z gradem przekracza 360 J kg^{-1}, a w 10% przypadków wartość indeksu CAPE przekracza 1000 J kg^{-1} (López i in. 2000). Intensywne badania nad chwiejnością atmosfery prowadzone są także we Włoszech. Południowe rejony Alp i Dolina Padu charakteryzują się na tle całej Europy największą częstością burz (Van Delden 2001). W tym rejonie w czasie występowania tornad obserwowano, że indeks KI przekracza 30, a całkowita energia chwiejności mieści się w przedziale 1000–2500 J kg^{-1}. W dniach z gradem wartości indeksu KI przekraczały 25, CAPE mieścił się w granicach 0–2000 J kg^{-1} (Costa i in. 2001).

Charakterystykę klimatyczną chwiejności atmosfery dla rejonu północnych Włoch przedstawił Manzato (2003), na podstawie sondaży wykonywanych co 6 godzin w latach 1995–2001. Analiza dni z burzami, szkwałem lub deszczem nawalnym wskazała średnią wartość indeksu KI równą 28, a wskaźnika CAPE równą 160 J kg^{-1}. Nad Balearami w dniach z trąbą powietrzną średnia wartość indeksu KI wyniosła 28, wskaźnika TTI wyniosła 49, a wartości CAPE zawierały się w przedziale 0–5000 J kg^{-1}. W dniach z burzami i silnymi opadami średnia wartość KI wyniosła 23, a wskaźnika TTI – 47 (Tuduri i Ramis 1997, Gayá i in. 2001). Nad Cyprem najsilniejsze burze obserwowano, gdy wartości KI przekraczały 30 (Jacovides i in. 1990), a podobne badania dla obszaru Grecji (Dalezios i Papamanolis 1991) wskazały najwyższe prawdopodobieństwo wystąpienia opadów gradu, gdy KI przekracza wartość 25, a indeks TTI 44. Badanie 28 przypadków trąb wodnych na Adriatyku i Morzu Egejskim wskazało na wystąpienie tego zjawiska, gdy wartości KI zawierały się w przedziale 0–30, indeksu TTI w przedziale 38–49, a wartości CAPE były w przedziale 15–1607 J kg^{-1} (Sioutas i Keul 2007). Na podstawie 27 przypadków silnych burz z opadami gradu i trąbami powietrznymi w latach 1999–2001 w Bułgarii, wskazano

wystąpienie tych zjawisk przy wartościach indeksu CAPE 1400–3800 J kg^{-1}, a wskaźnika TTI 33–66 (Siomeonov i Georgiev 2003). W Szwajcarii (Huntrieser i in. 1996) w dniach ze słabymi, pojedynczymi burzami średnia wartość CAPE wyniosła 210 J kg^{-1} (na podstawie sondaży wykonanych w terminie nocnym) i 400 J kg^{-1} (sondaże z terminu dziennego), natomiast notowane wartości wskaźnika KI były wyższe od 24, a indeksu TTI były wyższe od 45. Analiza 77 przypadków silnych burz nad Czechami wskazała, że wartości percentyla 80 i 90-tego indeksu KI wynoszą odpowiednio 30,2 i 31,4 (Pešice i in. 2003), a wartości 80 i 90-tego percentyla wskaźnika CAPE – odpowiednio 322 i 905 J kg^{-1} (Pešice i in. 2003).

Na podstawie dni z burzami i opadami gradu z lat 1986–2003 badacze niemieccy ustalili wartości progowe wskaźników dla 70% prawdopodobieństwa wystąpienia burz na: CAPE – 1860 J kg^{-1}, TTI – 53, a KI – 32 (Kunz 2007). W Holandii średnie wartości omawianych indeksów w dniach z burzami kształtują się następująco: CAPE – 87 J kg^{-1}, KI – 20,8, VT – 26,76, TTI – 49 (Haklander i Van Delden 2003). Natomiast analiza przypadków z opadami gradu z lat 1973–2003 w tym kraju wskazała, że 50% centralnych wartości CAPE zawiera się w przedziale 123–1698 J kg^{-1}, a w dniach z trąbą powietrzną 50% centralnych wartości CAPE zawiera się w przedziale 75–650 J kg^{-1} (Groenemejier i Van Delden 2003). Dla Polski podobne badania przeprowadzono dla Warszawy, wykorzystując dane z lat 1973–2002 (Bąkowska i Bąkowski 2006). Analiza ta wskazała wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia niebezpiecznych zjawisk pogodowych przy wysokich wartościach użytych wskaźników. Przy wartościach CAPE z przedziału 1000–3000 J kg^{-1} prawdopodobieństwo burz i opadów gradu wyniosło ponad 40%. Dla indeksów KI i TTI prawdopodobieństwo wystąpienia tych zjawisk wzrasta dla coraz wyższych wartości indeksów. Dla wartości indeksu KI z przedziałów 31–35 i 36–40 prawdopodobieństwo to przekroczyło 40%, dla wartości indeksu TTI powyżej 50 prawdopodobieństwo wystąpienia burz i opadów gradu wyniosło ponad 20%.

Podsumowując powyższy przegląd literatury, w którym oceniano wykorzystanie wskaźników chwiejności atmosfery, w pierwszej kolejności należy przytoczyć opinie wielu autorów na temat niedoskonałości omawianych wskaźników w prognozowaniu burz i innych zjawisk pogodowych. Na ten stan ma wpływ wiele czynników. Po pierwsze burze, opady gradu, tornada to zjawiska o małej skali przestrzennej i czasowej, a stosunkowo rzadka sieć radiosondażowa utrudnia precyzyjne pomiary stanu atmosfery. Kolejnym czynnikiem jest złożoność procesów prowadzących do rozwoju zjawisk niebezpiecznych, a ocena tych warunków na podstawie wybranych zmiennych z wybranych poziomów może prowadzić do błędnej oceny warunków chwiejności. W przypadku wskaźnika CAPE dochodzi jeszcze problem wyboru warunków początkowych do wykreślenia krzywej stanu (Craven i in. 2002b). Dla różnych warunków początkowych (brane są tu wartości średnie temperatury i wilgotności powietrza

z dolnych 500 m, lub 50, 100 hPa) otrzymywane są inne wartości dodatniej całkowitej energii chwiejności. W efekcie wykorzystuje się cały szereg wskaźników chwiejności atmosfery, często modyfikowanych przez poszczególne biura pogody.

Wskazane wcześniej wartości progowe omawianych wskaźników i skale oceny chwiejności bądź prawdopodobieństwa wystąpienia burz, pozwalają zorientować się w skali przyjmowanych wartości poszczególnych wskaźników oraz w zakresie wartości oznaczających dużą chwiejność. Na podstawie badań dla różnych regionów cytowane wartości przekonują, że nie ma możliwości wskazania określonych wartości progowych jednoznacznie definiujących silną niestabilność atmosfery i wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia pogód niebezpiecznych. Jednak z całą pewnością należy stwierdzić, że indeksy dobrze identyfikują warunki sprzyjające rozwojowi zjawisk konwekcyjnych i mogą być wykorzystane do oceny zarówno rozkładu przestrzennego, jak i zmienności w czasie tych warunków nad Europą.

2. DANE

2.1. Dane źródłowe

Pomiary aerologiczne wykonywane są za pomocą radiosondy, która wznosząc się mierzy ciśnienie, temperaturę i wilgotność względną powietrza. Ponadto śledzenie położenia sondy pozwala na obliczenie kierunku i prędkości wiatru w przekroju pionowym atmosfery. Wyniki pomiarów drogą radiową dostarczane są do stacji odbiorczej, a dalej wykorzystywane są przez służby pogody. Przez kilkadziesiąt lat (początki pomiarów przypadają na lata 30. XX w., za: Zaitsevą 1993 i Brönnimannem 2003) jednorodność serii pomiarów aerologicznych była zaburzana między innymi przez zmiany rodzajów sond, czujników temperatury, wilgotności i ciśnienia, sposobu określenia położenia radiosondy w czasie wznoszenia, korekcji oddziaływania promieniowania słonecznego na odczyt temperatury, zmiany odległości pomiędzy balonem a sondą oraz systemu zapisu danych pomiarowych, sposobu obliczania temperatury punktu rosy, lokalizacji stacji i terminu wykonywania pomiarów. W badaniach klimatologicznych taki stan nastręcza dość duże trudności przy wykorzystaniu danych do oceny zmian w czasie mierzonych parametrów (Elliot i Gaffen 1991, Gaffen 1994, Eskridge i in. 1995, Parker i Cox 1995). Z punktu widzenia wyznaczenia momentów zerwania jednorodności oraz homogenizacji danych istotnym jest uzyskanie jak najpełniejszej wiedzy na temat stosowanych sond i metod pomiarowych. Informacji takich dostarczają materiały publikowane przez służby pogody, publikacje naukowe, roczne raporty WMO (WMO, 2008 i starsze). Od roku 1996 w kluczu kodowania danych aerologicznych TEMP w grupie 31313 kodowany jest rodzaj sondy, która została użyta do wykonania pomiarów. Niestety uzyskanie precyzyjnej informacji na temat rodzajów sond i korekcji danych pomiarowych jest w znacznej mierze bardzo utrudnione ze względu na brak pełnej dokumentacji o pomiarach na stacjach pomiarowych lub niedostarczanie w ogóle takich informacji do WMO przez służby pomiarowe. Zdarza się również błędne kodowanie typów radiosond w kluczu TEMP.

W niniejszej pracy badanie chwiejności atmosfery opiera się na danych pomiarowych z 41 europejskich stacji radiosondażowych (rys. 2.1). Wybrane stacje reprezentują warunki aerologiczne w obszarze pomiędzy 10°25'W i 40°00'E oraz pomiędzy 36°15' i 63°50'N, a tym samym umożliwiają porównanie chwiejności atmosfery w różnych rejonach Europy. Dane te są publikowane na stronach internetowych Uniwersytetu Wyoming http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html.

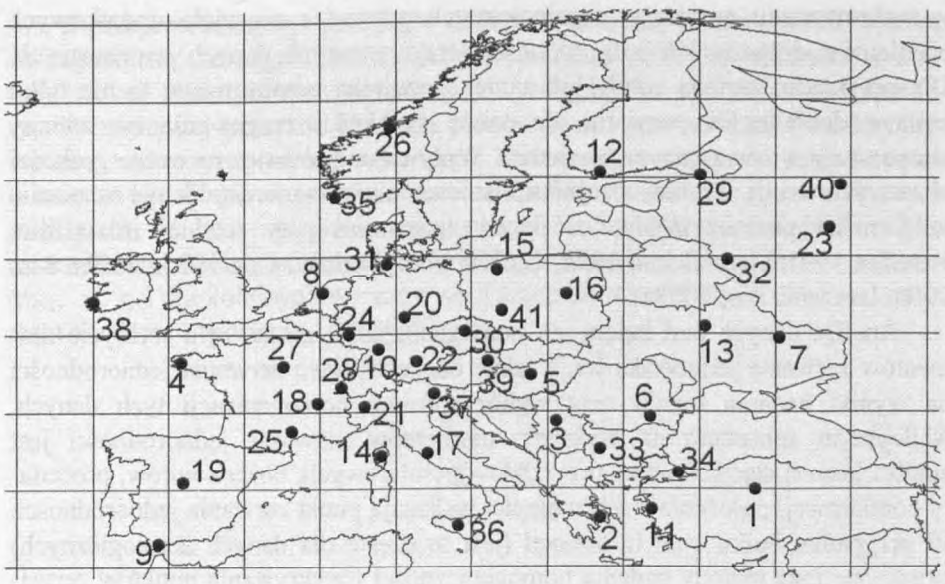
Sondaż aerologiczny w większości stacji wykonywany jest co 12 godzin w terminach 00 i 12 czasu Greenwich, przy czym niektóre stacje wykonują pomiary częściej – co 6 godzin. W pracy oparto się na pomiarach z terminów podstawowych, tj. 00 i 12 UTC, a okres badawczy obejmuje lata 1973–2007, przy czym dostępna baza danych aerologicznych jest niekompletna. Największe luki w pomiarach występują w latach 1975–1977. W tym okresie brakuje danych z całych miesięcy, a zestawienie przerw w pomiarach zawiera załącznik I.

Wykorzystując wymienione wyżej źródła, przeprowadzono również próbę zebrania informacji na temat rodzajów radiosond, jakimi zostały wykonane te pomiary. Ułatwia to analizę jednorodności zebranych danych (badanej w następnym rozdziale). Udało się uzyskać informacje dla wszystkich użytych stacji. Z ich przeglądu można wysnuć kilka wniosków:

- na przestrzeni ponad 30 lat pomiarów na każdej stacji używano kilku rodzajów sond,
- dodatkowo zmianom ulegały sposoby korekcji pomiarów ze względu na promieniowanie słoneczne i metodę obliczania prędkości i kierunku wiatru,
- w latach 70. i na początku lat 80. XX w. stosowano wiele rodzajów sond (różnych producentów np.: w Niemczech sondy typu GRAW H50, M60; we Francji sondy typu Mesural; w Norwegii, Hiszpanii, Austrii, we Włoszech, Turcji sondy typu VIZ; w ZSRR, Polsce, Czechosłowacji, na Węgrzech, Rumunii, Bułgarii, sondy typu A-22, RKZ2, RKZ5, MARS),
- w latach 80. w krajach Europy Zachodniej wprowadzono sondę Vaisala RS-80,
- na początku lat 90. sondy typu Vaisala zostały wprowadzone na stacjach: w Polsce, Czechach, na Węgrzech i w Rumunii,
- pod koniec 90. lat coraz powszechniej stosuje się sondy typu RS-92,
- na stacjach rosyjskich i ukraińskich stosuje się sondy MKZ.

Podsumowując, szerokie zastosowanie sond typu Vaisala od początku lat 90. XX w. znacznie ułatwia wykorzystanie danych do badań klimatycznych.

Do zbadania zmian warunków chwiejności w XXI w. dla różnych scenariuszy rozwoju gospodarczego i stężeń CO_2 w atmosferze, wykorzystano wyniki z regionalnych modeli klimatu RCA3 rozwijanego w Rossby Centre SMHI (Sverges Meteorologiska och Hydrologiska Institut) i modelu CLM rozwijanego w GKSS, PIK i BTU Cottbus przez niemiecką służbę meteorologiczną (DWD – Deutscher Wetterdienst). Opis modeli i założeń symulacji zawarty jest w rozdziale o symulacji zmian klimatu w XXI w.



Oznaczenia: 1 – Ankara, 2 – Ateny, 3 – Belgrad, 4 – Brest, 5 – Budapeszt, 6 – Bukareszt, 7 – Charków, 8 – De Bilt, 9 – Gibraltar, 10 – Idar, 11 – Izmir, 12 – Jokioinen, 13 – Kijów, 14 – Ajaccio (Korsyka), 15 – Łeba, 16 – Legionowo, 17 – Rzym, 18 – Lyon, 19 – Madryt, 20 – Meiningen, 21 – Mediolan, 22 – Monachium, 23 – Moskwa, 24 – Nancy, 25 – Nimes, 26 – Ørland, 27 – Trappes (Paryż), 28 – Payerne, 29 – St.Petersburg, 30 – Praga, 31 – Szlezwik, 32 – Smoleńsk, 33 – Sofia, 34 – Stambuł, 35 – Stavanger, 36 – Trapani (Sycylia), 37 – Udine, 38 – Valentia, 39 – Wiedeń, 40 – Wołogda, 41 – Wrocław.

Rys. 2.1. Rozkład geograficzny stacji acrologicznych w Europie wykorzystanych w pracy

Explanations: 1 – Ankara, 2 – Athens, 3 – Belgrade, 4 – Brest, 5 – Budapest, 6 – Bucharest, 7 – Kharkov, 8 – De Bilt, 9 – Gibraltar, 10 – Idar, 11 – Izmir, 12 – Jokioinen, 13 – Kiev, 14 – Ajaccio (Corsica), 15 – Leba, 16 – Legionowo, 17 – Rome, 18 – Lyon, 19 – Madrid, 20 – Meiningen, 21 – Milan, 22 – Munich, 23 – Moscow, 24 – Nancy, 25 – Nimes, 26 – Orland, 27 – Trappes (Paris), 28 – Payerne, 29 – St.Petersburg, 30 – Prague, 31 – Shleswig, 32 – Smolensk, 33 – Sofia, 34 – Istanbul, 35 – Stavanger, 36 – Trapani (Sicily), 37 – Udine, 38 – Valentia, 39 – Vienna, 40 – Vologda, 41 – Wrocław.

Fig. 2.1. Geographical distribution of the stations used

2.2. Jednorodność

Pierwszym zadaniem analizy klimatologicznej jest zbadanie jednorodności danych pomiarowych. Ma ono na celu wykrycie zmian w szeregu czasowym z przyczyn nieklimatycznych, co umożliwia ocenę zmian zachodzących w wyniku naturalnych procesów. Wskazane wcześniej (rozdz. 2.1) przyczyny zmian

B.U.Ł

w wykonywaniu pomiarów aerologicznych prowadzą do wielu dodatkowych problemów dotyczących jednorodności otrzymywanych danych pomiarowych. Dla przykładu: zmiana sondy lub samego czujnika pomiarowego to nie tylko zmiana dokładności pomiaru, ale także szybkości reagowania na zmiany temperatury w otaczającym powietrzu. Wpływa ona również na ocenę grubości warstwy inwersji. Zmiany czujnika ciśnienia mają swoje implikacje w ocenie wilgotności poprzez dokładność oceny prężności pary wodnej itd. (Elliot i Gaffen 1991, Garand i in. 1992, Gaffen 1994, Parker i Cox 1995, Gaffen i in. 2000, Lanzante i in. 2003a).

Analiza danych pod kątem ich homogeniczności ma na celu wykrycie momentów zerwania jednorodności, a także ocenę wpływu zerwania jednorodności na wyniki badania trendu oraz wybór sposobu homogenizacji tych danych. Najlepszym sposobem na wykrycie momentów zerwania jednorodności jest analiza historii stacji. Zmiany przyrządów pomiarowych, obserwatorów, procedury pomiarowej, położenia stacji najlepiej wskazują punkt zerwania jednorodności. W przypadku braku tych informacji (jest to częste dla danych aerologicznych) stosuje się inne metody badania homogeniczności i wykrywania punktów zerwania jednorodności. Jedną z nich jest prześledzenie różnic pomiędzy wartościami pomiarowymi z terminów nocnego i dziennego. Ponieważ radiosonda jest dosyć czuła na wpływ promieniowania słonecznego, zmiany stosowanych sond lub metody korekcji wyników pomiarowych wyraźnie zaznaczają się w przebiegu różnic. Inną metodą jest porównanie przebiegu danych pomiarowych na różnych poziomach. Naturalne zmiany zaznaczają się na wszystkich poziomach, natomiast nagłe zmiany tylko w pewnej warstwie oznaczają punkt zerwania homogeniczności (Eskridge i in. 1995, Gaffen i in. 2000).

Metody statystyczne polegają na zastosowaniu szeregu technik, takich jak filtr średniej ruchomej, filtr Kołomogorowa-Zurbenki (Zurbenko i in. 1996), metod podwójnej regresji liniowej czy metody oceny rozkładu prawdopodobieństwa (Eskridge i in. 1995).

Niejednorodność serii pomiarowej w istotny sposób wpływa na ocenę tendencji zmian klimatu. W celu ujednolicenia serii pomiarowych stosuje się szereg technik. W przypadku danych radiosondażowych znacznie trudniej stosuje się metodę wyznaczenia poprawek na podstawie danych pomiarowych z sąsiedniej stacji (jak to czyni się w przypadku pomiarów naziemnych). Trudno jest wyznaczyć stację referencyjną, według której będą dokonywane poprawki niejednorodnych serii. Jednym ze sposobów ujednolicenia serii pomiarowej może być określenie różnic dokładności pomiarów w przypadku różnych typów sond. Metoda ta ma zastosowanie w przypadku pełnej informacji o stosowanych sondach. Kolejnym sposobem jest porównanie danych radiosondażowych z danymi satelitarnymi (w przypadku okresu po 1979 r.) (Free i in. 2002) lub wykorzystanie danych z reanalizy np.: ERA-40 (Haimberger 2005).

Z przeprowadzonego przeglądu literatury na temat jednorodności wynika, że zagadnienie homogeniczności danych nastręcza poważne trudności w analizie zmian klimatycznych temperatury i wilgotności powietrza w troposferze. W niniejszej pracy do zbadania jednorodności zastosowano metodę statystyczną, wykorzystującą test t-Studenta. Testowaniu poddawano serie średnich miesięcznych temperatury powietrza i temperatury punktu rosy na wybranych poziomach, a także średnich miesięcznych wskaźników chwiejności. Test zastosowano, dzieląc analizowane serie na dwa podprzedziały (x_1, ..., x_i) oraz (x_{i+1}, ..., x_N) dla kolejnych wyrazów serii średnich miesięcznych. Wykorzystano test t-Studenta w postaci:

$$t = \frac{\left|\bar{x}_1 - \bar{x}_2\right|}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}, \tag{2.2.1}$$

gdzie x_1, σ_1^2, n_1 i x_2, σ_1^2, n_2 oznaczają odpowiednio średnią, wariancję i liczebność pierwszej oraz drugiej grupy.

Badanie jednorodności przeprowadzono dla średnich miesięcznych wartości temperatury, powietrza na poziomach izobarycznych 850 hPa i 500 hPa, temperatury punktu rosy na poziomach 850 hPa i 700 hPa oraz dla średnich miesięcznych wskaźników VT, TTI, KI i CAPE z terminu 00 UTC z usuniętym cyklem rocznym. Usunięcia cyklu rocznego dokonano za pomocą sinusoidy o okresie 12 miesięcy. Parametry sinusoidy dobrano przy użyciu analizy Fouriera (Fortuniak 2000). Jako model przebiegu temperatury, temperatury punktu rosy i badanych wskaźników przyjęto:

$$\tilde{x}(t_i) = A_0 + A_1 \cos(2\pi f_1 t_i) + B_1 \sin(2\pi f_1 t_i), \tag{2.2.2}$$

współczynniki A_0, A_1, B_1 wyznaczono ze wzorów:

$$A_0 = \bar{x}$$

$$A_1 = \frac{2}{n}\sum_{i=1}^{n} x(t_i)\cos(2\pi f_i t_i), \tag{2.2.3}$$

$$B_1 = \frac{2}{n}\sum_{i=1}^{n} x(t_i)\sin(2\pi f_i t_i),$$

gdzie $x(t_i)$ jest wartością analizowanych parametrów dla kolejnych dni badanego okresu, $f_1 = 35/420$ jest częstością odpowiadającej 35 harmonice Fouriera. Tak zdefiniowane modele przebiegu cykliczności rocznej temperatury, temperatury punktu rosy i indeksów chwiejności posłużyły do usunięcia ich z analizowanych szeregów w następujący sposób:

$$\tau(t_i) = x_i - \tilde{x}(t_i) \quad \text{dla temperatury, temperatury punktu rosy, VT, TTI i KI,} \tag{2.2.4}$$

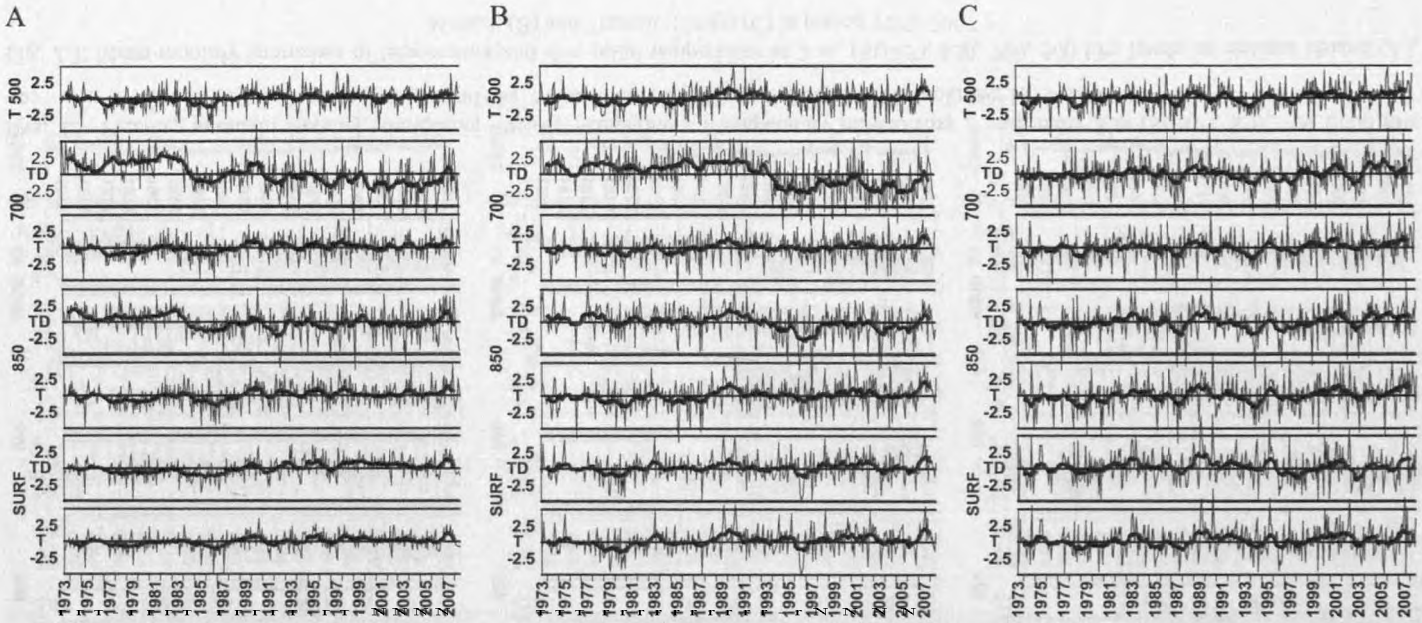
$$\tau(t_i) = x_i / \tilde{x}(t_i) \quad \text{dla wskaźnika CAPE,} \tag{2.2.5}$$

gdzie x_i jest wartością mierzoną, $\tilde{x}(t_i)$ jest wartością teoretyczną, obliczoną na podstawie równania 2.2.2, a $\tau(t_i)$ jest średnią miesięczną badanych zmiennych z usuniętym cyklem rocznym. Procedurę zastosowano do serii średnich miesięcznych wartości wskaźników dla wszystkich stacji, natomiast w pracy prezentowane są wyniki dla kilku przykładowych stacji w celu zaprezentowania metody postępowania.

W pierwszym etapie prześledzono przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości temperatury i temperatury punktu rosy. W wyniku tego postępowania udało się wyznaczyć prawdopodobne momenty zerwania jednorodności. Zaznaczyły się one gwałtownym skokiem anomalii temperatury punktu rosy na poziomach izobarycznych 850 hPa i 700 hPa, widocznych w prezentowanych przykładowych przebiegach na stacjach Brest (w 1981 roku) i Legionowo (w 1993 r.) (rys. 2.2 A i B).

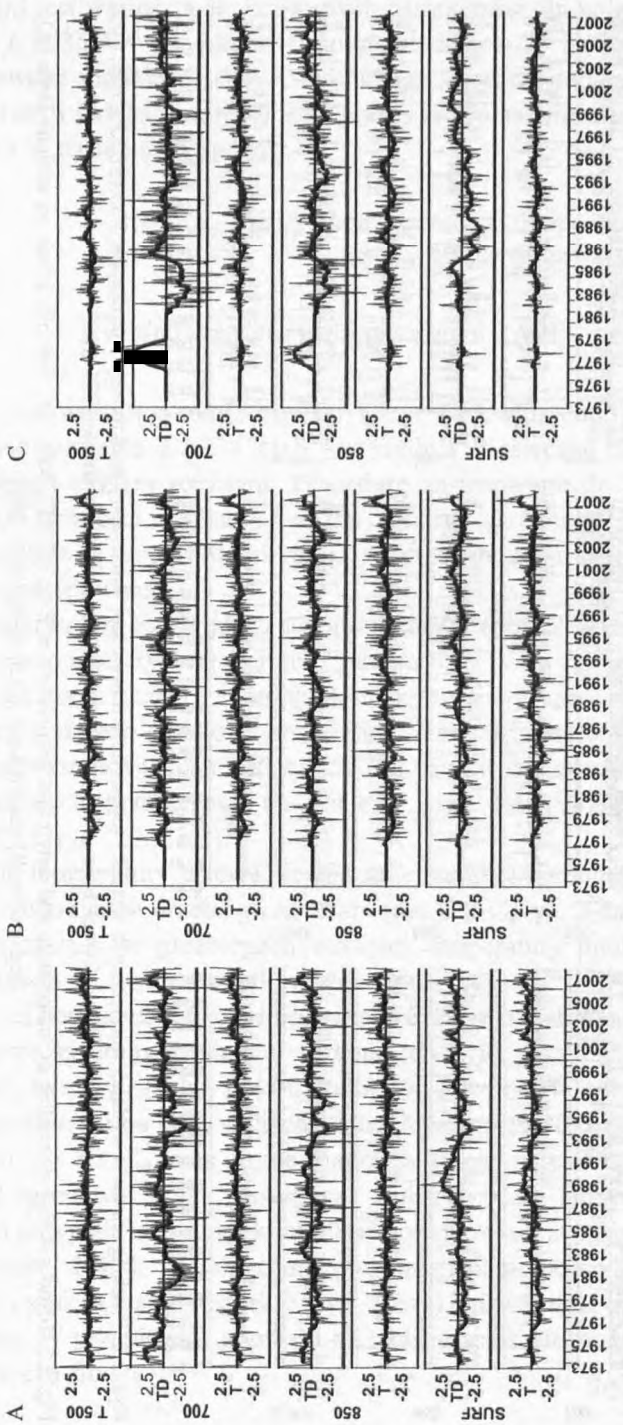
Serie temperatury wydają się znacznie bardziej homogeniczne, brak w nich wyraźnych zmian w przebiegu anomalii (rys. 2.2 C, rys. 2.3 A, B, C). Wskazane wyraźne zmiany w przebiegach wartości temperatury punktu rosy powodują niejednorodność serii wskaźników chwiejności.

Na tej podstawie udało się pogrupować stacje o niehomogeniczności danych i do pierwszej grupy zaliczono następujące stacje: Ateny, Brest, Paryż, Nimes, Gibraltar, Izmir, Korsyka, Rzym, Mediolan, Payerne, Wiedeń, Udine. Zerwanie homogeniczności na tych stacjach nastąpiło w latach 80. na skutek wprowadzania sond RS-80. Kolejną grupę stanowią stacje z rejonu Europy Centralnej (Łeba, Legionowo, Praga, Budapeszt, Bukareszt), na których zerwanie jednorodności przypada na początek lat 90. i spowodowane zostało zastąpieniem sond RKZ przez RS90. Najlepszymi pod względem homogeniczności seriami pomiarowymi są stacje rosyjskie (rys. 2.2 C) i ukraińskie, a także fińska stacja Jokioinen. W przebiegach anomalii na tych stacjach nie zauważa się wyraźnych (skokowych) zmian.



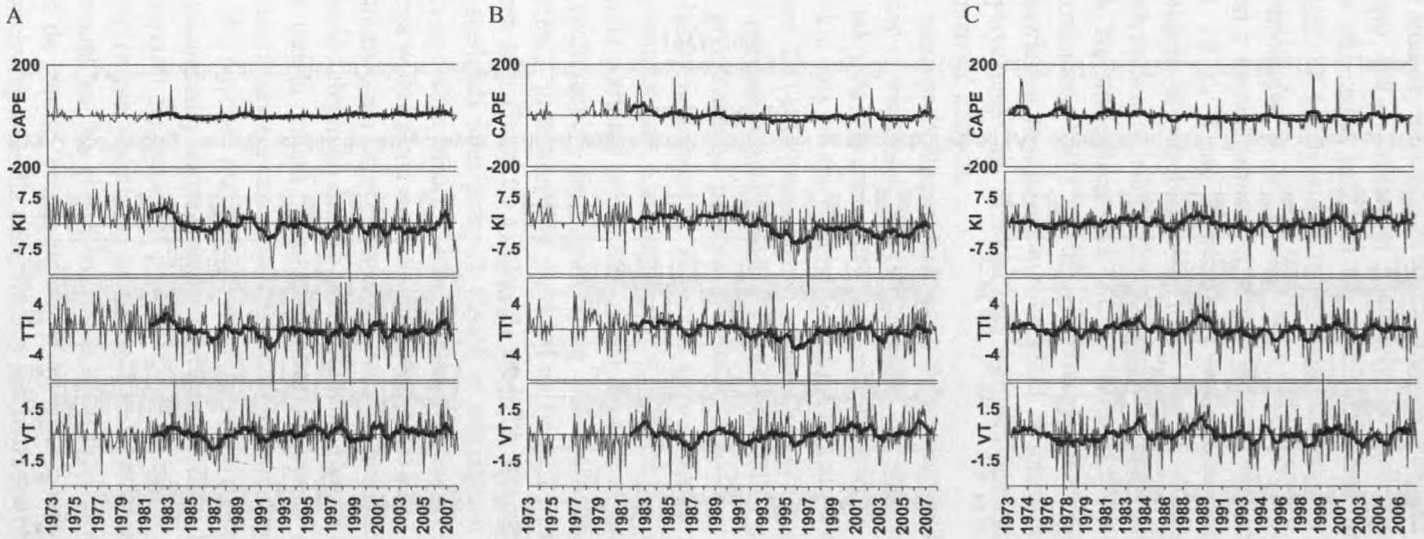
Rys. 2.2. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza i temperatury punktu rosy z poziomów 2 m (SURF), 850, 700 i 500 hPa na stacjach Brest (A), Legionowo (B) i Moskwa (C) w okresie 1973–2007

Fig. 2.2. Mean monthly anomalies of temperature and dew point temperature at 2 m, (SURF), 850, 700, 500 hPa levels on stations Brest (A), Legionowo (B) and Moscow (C) in period 1973–2007



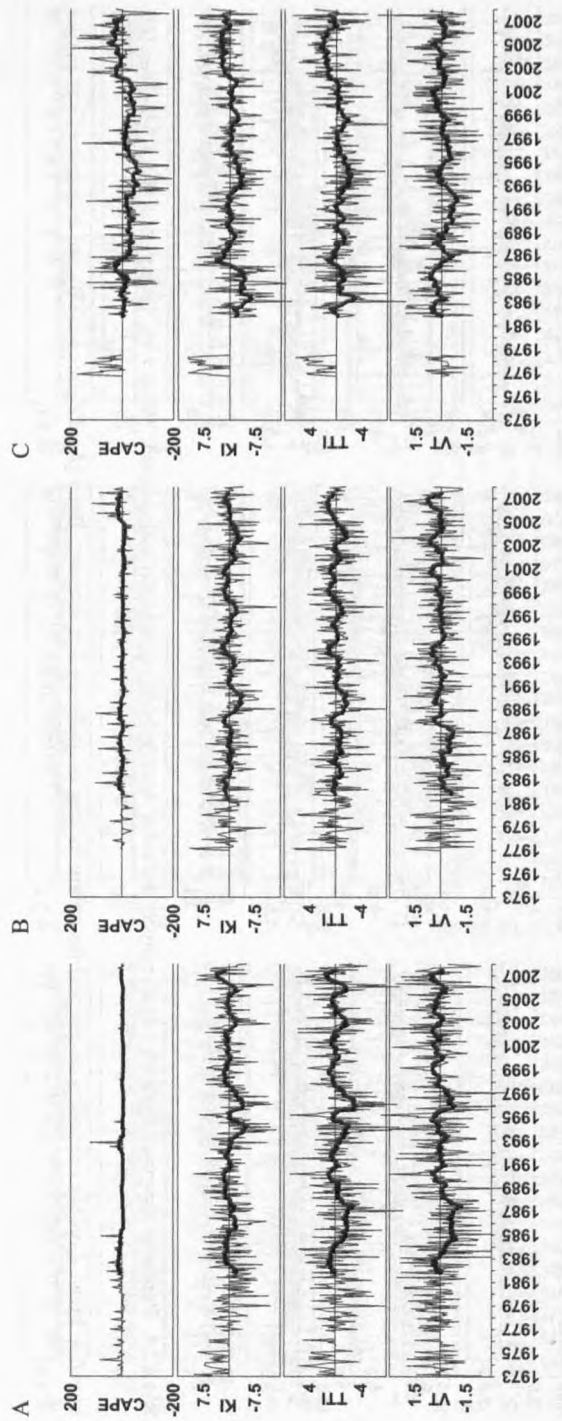
Rys. 2.3. Przebieg anomalii średniej miesięcznej wartości temperatury i temperatury punktu rosy z poziomów 2 m (SURF), 850, 700 i 500 hPa na stacjach Ørland (A), Monachium (B) i Trapani (Sycylia) (C) w okresie 1973–2007

Fig. 2.3. Mean monthly anomalies of temperature and dew point temperature at 2 m, (SURF), 850, 700, 500 hPa levels on stations Ørland (A), Munich (B) and Trapani (Sicily) (C) in period 1973–2007



Rys. 2.4. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności na stacjach: Brest (A), Legionowo (B) i Moskwa (C) w okresie 1973–2007

Fig. 2.4. Mean monthly anomalies of selected instability indices on radiosonding stations: Brest (A), Legionowo (B) and Moscow (C) in period 1973–2007



Rys. 2.5. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności na stacjach: Ørland (A), Monachium (B) i Trapani (Sycylia) (C) w okresie 1973–2007

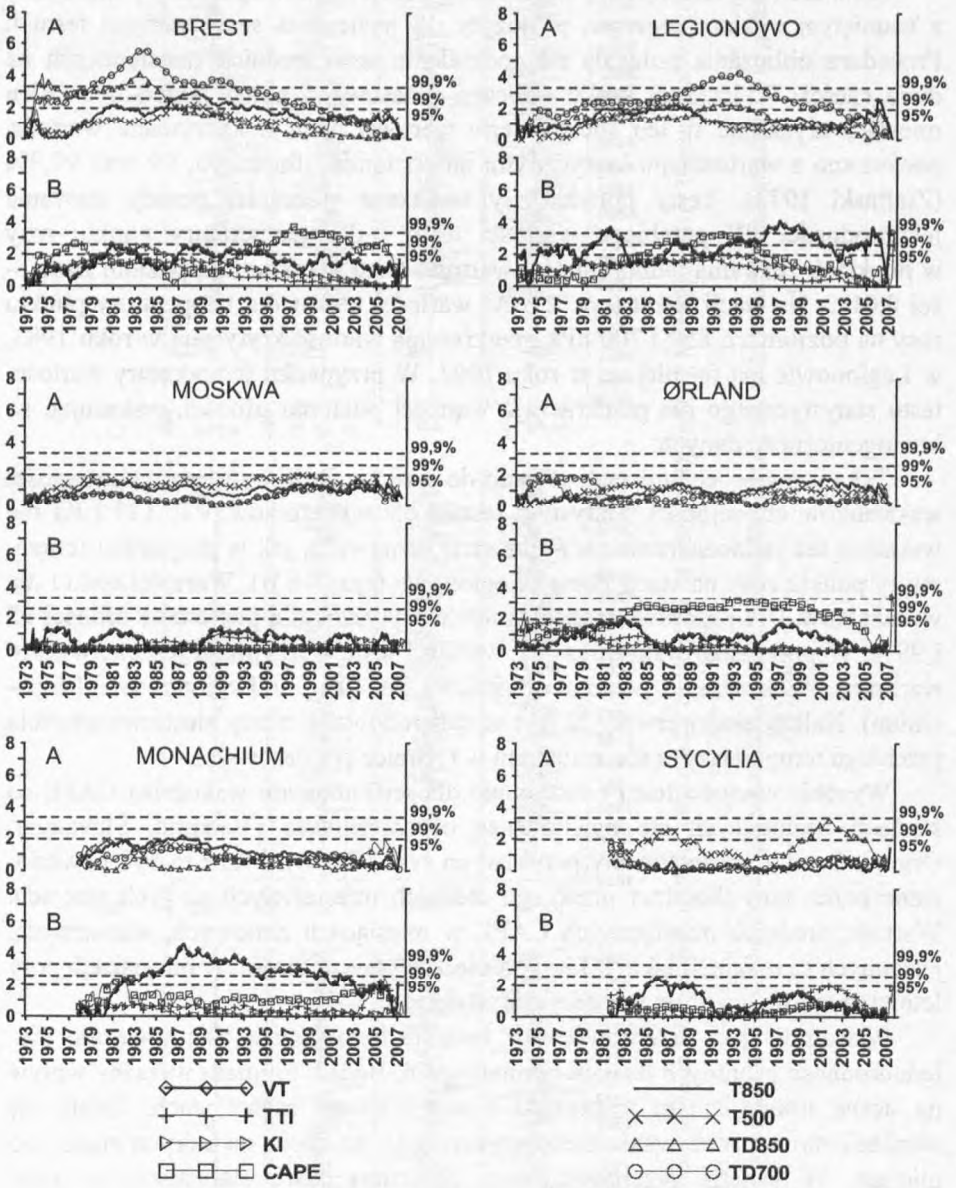
Fig. 2.5. Mean monthly anomalies of selected instability indices on radiosonding stations: Ørland (A), Munich (B) and Trapani (Sicily) (C) in period 1973–2007

Serie średniej miesięcznej temperatury powietrza i temperatury punktu rosy z usuniętym cyklem rocznym posłużyły do wyliczenia serii wartości testu t. Procedura obliczania polegała na podzieleniu serii średnich miesięcznych na dwie części. W każdym kroku obliczeń przesuwano punkt podziału o jeden miesiąc, uzyskując w ten sposób serie wartości testu t. Otrzymane wartości porównano z wartościami krytycznymi na poziomie ufności 95, 99 oraz 99,9% (Zieliński 1972). Testy potwierdziły wskazane wcześniej punkty zerwania jednorodności. W przebiegu wartości testu t dla temperatury punktu rosy w punktach zerwania jednorodności wartości testu przekraczają poziom istotności 0,01%. Na stacji Brest (rys. 2.6 A) wartości testu t dla temperatury punktu rosy na poziomach 850 i 700 hPa przekraczają wartość krytyczną w roku 1983, w Legionowie ma to miejsce w roku 1993. W przypadku temperatury wartości testu statystycznego nie przekraczają wartości poziomu ufności, wskazując na homogeniczność danych.

Taką samą procedurę zastosowano do serii anomalii miesięcznych wartości wskaźników chwiejności. Statystyki testu t dla wskaźników VT, TTI i KI nie wskazują tak jednoznacznie zerwania serii czasowych, jak w przypadku temperatury punktu rosy na stacji Brest i Legionowo (rys. 2.6 B). Wartości testu t dla wskaźników TTI i KI przekraczają wartość krytyczną dla poziomów ufności 95 i 99%. W przypadku wskaźnika VT wartości testu t przyjmują jeszcze wyższe wartości, przekraczając poziom ufności 99,9% (np.: w Legionowie i Monachium). Należy podejrzewać, że jest to spowodowane raczej niestacjonarnością przebiegu temperatury, a nie zmianami w technice pomiarowej.

Wysokie wartości testu t otrzymano dla serii anomalii wskaźnika CAPE na stacjach cechujących się najsilniejszą oceanicznością (Valentia, Stavanger, Ørland, Brest – prezentowany przykład na rys. 2.2.5 B). Może to być powodowane przez sam charakter przebiegu średnich miesięcznych na tych stacjach. Wartości średnich miesięcznych CAPE w miesiącach zimowych, wiosennych, jesiennych są niskie, bliskie 0 J kg^{-1}, a nieco wyższe wartości w miesiącach pory letniej mogą wpływać na wartości statystyki testu t.

Podsumowując, przeprowadzone badanie homogeniczności wskazało niejednorodność zebranych danych pomiarowych. Będzie to miało wyraźny wpływ na ocenę trendu zmian warunków chwiejności na części stacji. Udało się wyróżnić momenty zerwania homogeniczności oraz stacje, na których miało ono miejsce. W świetle przeprowadzonej procedury testu statystycznego serie średniej miesięcznej temperatury wydają się bardziej homogeniczne w porównaniu z seriami temperatury punktu rosy. Mimo to prześledzenie przebiegu anomalii wyraźnie wskazuje, że ocena trendu w dłuższym okresie czasu jest raczej niemożliwa. Na części badanych stacji niehomogeniczność danych może prowadzić do błędnej oceny trendu. W związku z tym uznano, że ocena zmian warunków chwiejności dla całej Europy jest możliwa tylko dla lat 1993–2007.



Rys. 2.6. Wartości testu t dla średnich miesięcznych wartości temperatury i temperatury punktu rosy (A) oraz średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności (B) na wybranych stacjach. Linie przerywane wyznaczają odpowiednie przedziały ufności

Fig. 2.6. Course of the values of t test for mean monthly values of temperature and dew point temperature (A), for mean monthly values of selected instability conditions (B) for selected stations. Dashed line – test's critical value

3. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI NAD EUROPĄ

Większość badań nad warunkami chwiejności atmosfery skupia się na ocenie podstawowych statystyk wartości wskaźników chwiejności atmosfery w przypadkach wystąpienia pogód niebezpiecznych (wyniki tych prac były szerzej opisane w podrozdziale 1.2). Stosunkowo ubogo przedstawia się dorobek na temat ogólnej charakterystyki wartości tych indeksów zarówno w Europie, jak i na świecie. Dla Europy, na podstawie analizy wyników reanalizy ERA40, najwyższe średnie miesięczne wartości wskaźnika CAPE w sierpniu (1000 J kg^{-1}) obserwowano dla Morza Śródziemnego (Romer i in. 2007). Obszary sąsiadujące z Morzem Śródziemnym, a także Półwysep Bałkański, Czechy, południowa Polska, zachodnia Ukraina, Rumunia, Bułgaria i Turcja charakteryzują się średnimi miesięcznymi wartościami wskaźnika CAPE na poziomie 400–600 J kg^{-1}. W pozostałych rejonach Europy średnie miesięczne wartości w sierpniu wyniosły 100 J kg^{-1}. DeRubertis (2006) na podstawie wyników pomiarów wykonanych na 48 amerykańskich stacjach radiosandożowych w latach 1973–1997, zaprezentował średnie sezonowe wyniki indeksów CAPE, KI, LI, SWEAT dla wiosny i lata. W lecie w południowych stanach USA wartości wskaźnika CAPE wynoszą średnio 922 J kg^{-1} i maleją w kierunku północnym, osiągając na obszarze Równin Centralnych 730 J kg^{-1}, a na północy 151 J kg^{-1}. Dla indeksu KI średnie wartości wyniosły odpowiednio: na południu – 12,4, na Równinie Centralnej – 27,6, a na północy badanego obszaru 20,1 (DeRubertis 2006).

Oceny warunków chwiejności dokonano, analizując ich średnie miesięczne oraz częstość wystąpienia wysokich wartości użytych wskaźników. Obliczenia przeprowadzono na podstawie danych z lat 1973–2007, oddzielnie dla sondażu z terminu 00 UTC oraz z terminu 12 UTC.

W pracy przedstawione zostały roczne przebiegi średnich miesięcznych wartości wybranych wskaźników dla wybranych stacji reprezentujących różne regiony Europy. Dla miesięcy od maja do września przedstawiono także rozkłady przestrzenne tych średnich miesięcznych. Wybór miesięcy podyktowa-

ny był wzrostem chwiejności w tym okresie roku. W pozostałych miesiącach zarówno wartości średnie miesięczne, jak i ich przestrzenne zróżnicowanie są niewielkie. Rozkłady przestrzenne przedstawiono, wykorzystując średnie miesięczne wartości z 41 stacji radiosondażowych. Interpolacje przeprowadzono za pomocą metody *kriging* w programie Surfer 7. Mapy rozkładów przestrzennych są formą prezentacji wartości dla wszystkich użytych stacji, a prezentowane rozkłady są pewnym przybliżeniem rzeczywistego rozkładu.

Ocenę warunków chwiejności nad Europą poszerzono o analizę częstości wystąpienia wysokich wartości użytych wskaźników. W pracy zaprezentowano rozkłady częstości tych indeksów dla wybranych stacji, a następnie przedstawiono rozkłady przestrzenne częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności. Za wartości progowe przyjęto takie, przy których istnieje duża chwiejność i wysokie prawdopodobieństwo pojawienia się burz i innych zjawisk konwekcyjnych.

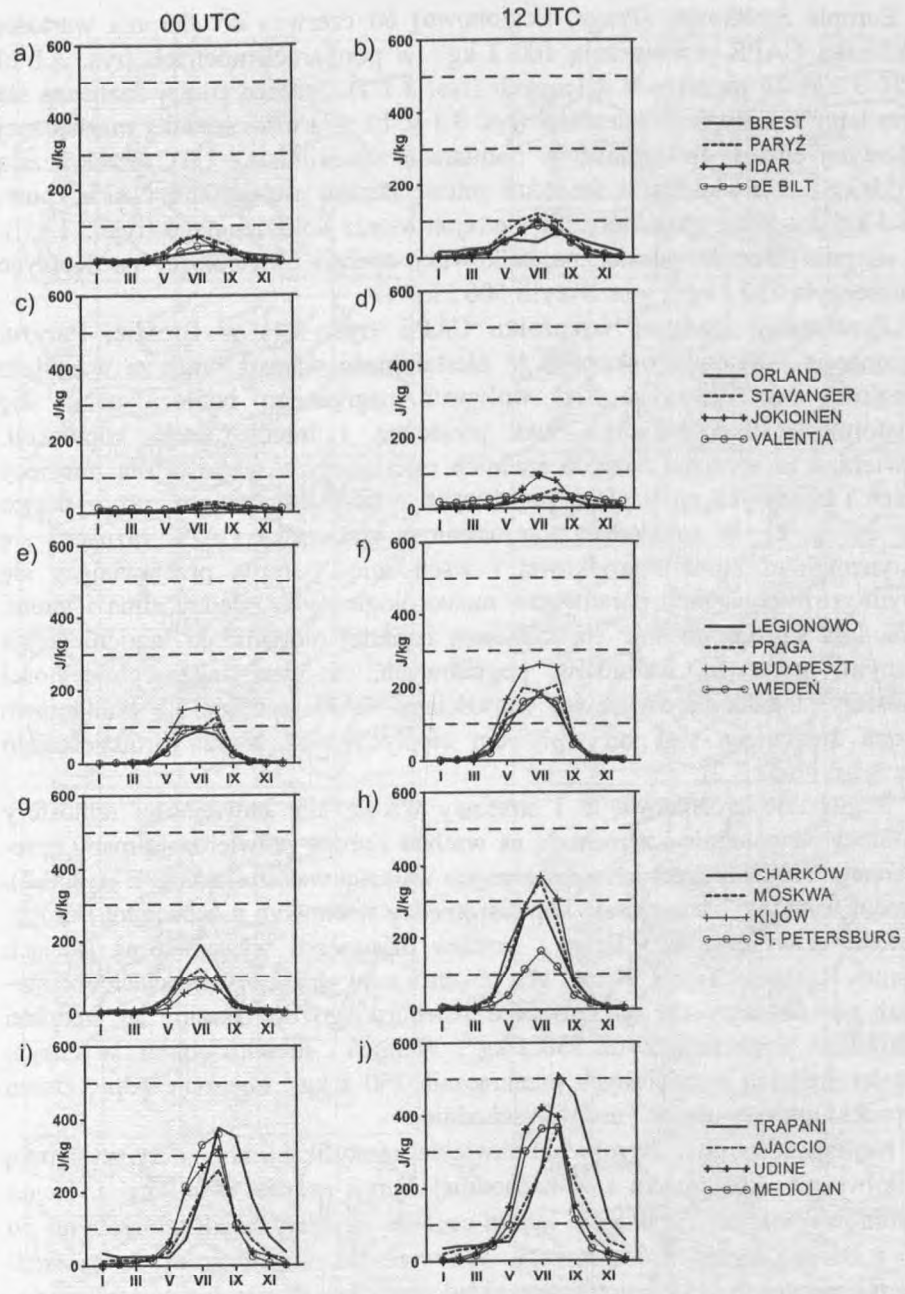
3.1. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności atmosfery

Wskaźnik CAPE

W przypadku wskaźnika CAPE średnia miesięczna została policzona dla wszystkich sondaży, również tych z CAPE równym 0 J kg^{-1}. Skutkuje to niższymi wartościami średnich miesięcznych w stosunku do cytowanych w literaturze (np.: Romero i in. 2007), gdzie średnie miesięczne są liczone dla przypadków z wartościami wskaźnika CAPE większymi od zera.

Warunki chwiejności atmosfery charakteryzują się wyraźnym cyklem rocznym. Indeks CAPE najwyższe wartości przyjmuje w miesiącach letnich, kiedy dopływ energii słonecznej i nagrzewanie powierzchni stanowią główną przyczynę rozwijającej się niestabilności (rys. 3.1). Najniższe średnie miesięczne całkowitej energii chwiejności, poniżej 50 J kg^{-1}, przypadają na miesiące zimowe.

Od maja wartości wskaźnika CAPE wzrastają od 100 J kg^{-1}, osiągając maksymalne wartości przekraczające 300 J kg^{-1} na południu Europy w lipcu i sierpniu (rys. 3.1 i, j). Najmniejszymi wartościami całkowitej energii chwiejności charakteryzują się stacje położone nad Atlantykiem (Brest, Valentia) i w Skandynawii (Stavanger, Ørland, Jokioinen). Brak na nich wyraźnego wzrostu wartości w okresie letnim, a średnie miesięczne tylko nieznacznie przekraczają 100 J kg^{-1} w porze dziennej (rys. 3.1 a, b, c, d). Na pozostałych stacjach okres letni zaznacza się wzrostem chwiejności atmosfery.



Rys. 3.1 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007

Fig. 3.1 a–j. The annual course of mean monthly values of CAPE index for selected European stations in the period 1973–2007

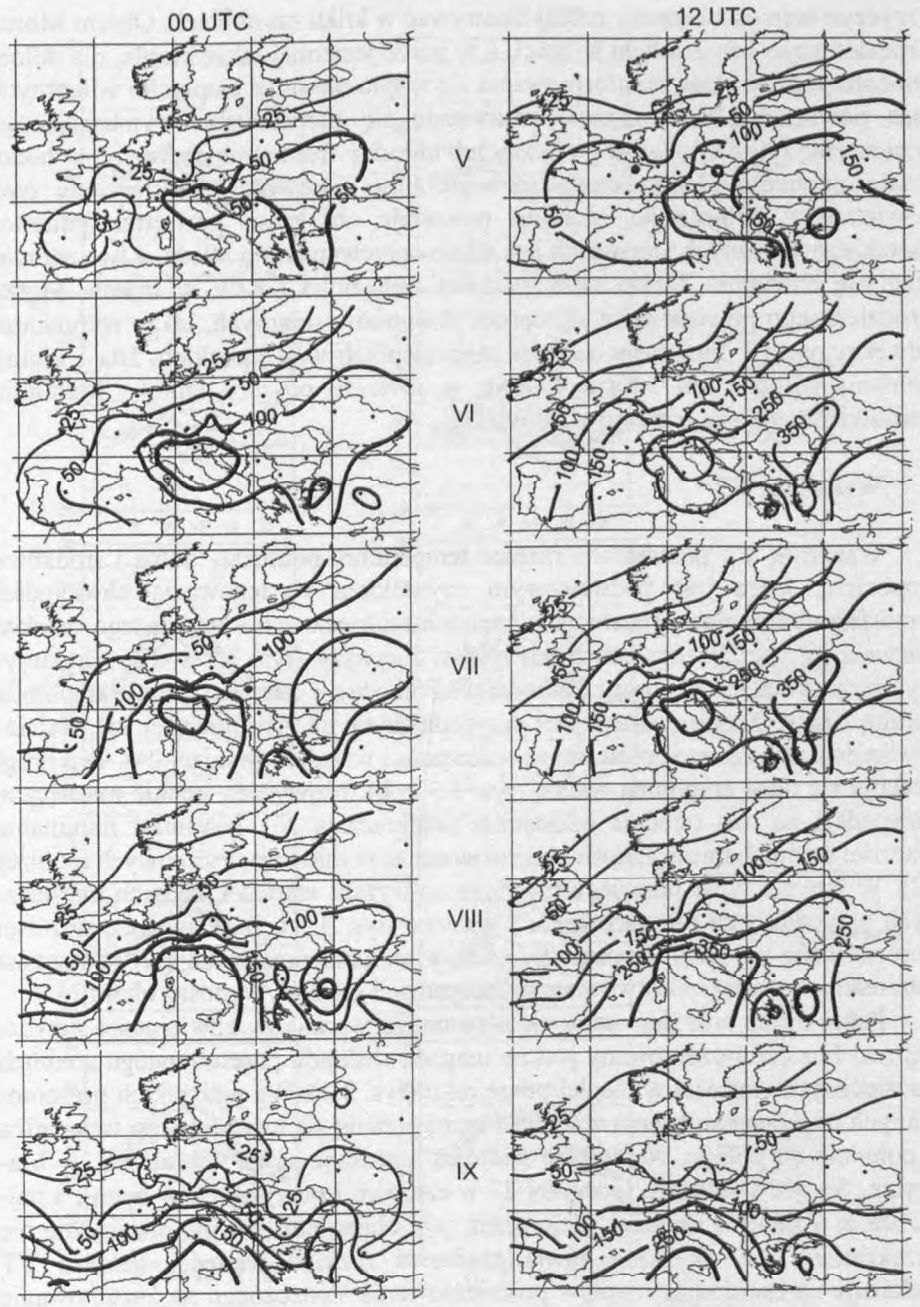
W Europie Środkowej (Praga, Legionowo) od czerwca do sierpnia wartości wskaźnika CAPE przekraczają 100 J kg^{-1} w pomiarach nocnych (rys. 3.1 e) i 150 J kg^{-1} w pomiarach dziennych (rys. 3.1 f). Jeszcze silniej zaznacza się okres letni w Europie Wschodniej (rys. 3.1 g, h). Wartości średniej miesięcznej całkowitej energii chwiejności w pomiarach z terminu 12 UTC przekraczają 300 J kg^{-1}. Największymi średnimi miesięcznymi wartościami CAPE (pow. 350 J kg^{-1}) w lecie charakteryzuje się rejon Morza Śródziemnego (rys. 3.1 i, j). W sierpniu średnia miesięczna całkowitej energii chwiejności na Korsyce przekroczyła 350 J kg^{-1}, a na Sycylii 500 J kg^{-1}.

Porównanie wartości wskaźnika CAPE (rys. 3.1) w Breście, Paryżu, Legionowie i Kijowie wskazuje, że niestabilność wzrasta wraz ze wzrostem odległości od Atlantyku. Pod wpływem nagrzanego podłoża nasila się transformacja napływających mas powietrza i intensyfikacja konwekcji. Potwierdza to wyraźna różnica średnich miesięcznych wartości dla miesięcy letnich i zimowych na stacjach położonych w głębi kontynentu europejskiego (rys. 3.1 g, h). W rozkładzie przestrzennym wskaźnika CAPE zaznacza się kontynentalizm klimatu środkowej i wschodniej Europy, przejawiający się silnym zróżnicowaniem parametrów meteorologicznych między zimą i latem. Zachodnia Europa cechuje się klimatem bardziej morskim, o łagodniejszym rocznym przebiegu warunków pogodowych, w tym także chwiejności atmosfery. Jednak największymi wartościami CAPE cechuje się południowa Europa znajdująca się pod wpływem ciepłych wód Morza Śródziemnego (rys. 3.1 i, j oraz 3.2).

Regionalne zróżnicowanie i strefowy wzrost siły chwiejności atmosfery z północy na południe i z zachodu na wschód Europy potwierdzają mapy przestrzennego rozkładu średnich miesięcznych wartości wskaźnika CAPE (rys. 3.2). W maju wyraźnie zaznacza się kontrast między wschodem a zachodem Europy. Wartości powyżej 150 J kg^{-1} (z terminu dziennego) występują na stacjach Ukrainy, Rumuni i Turcji. W czerwcu obszar o najwyższych wartościach obejmuje już pas ciągnący się od Półwyspu Apenińskiego do Ukrainy ze średnimi wartościami przekraczającymi 250 J kg^{-1}. W lipcu i sierpniu obszar, w którym wartości średnich miesięcznych przekraczają 250 J kg^{-1} obejmuje Alpy, Basen Karpacki i rozległy obszar Europy Wschodniej.

Najlepsze warunki do rozwoju chwiejnej stratyfikacji atmosfery występują na Półwyspie Apenińskim i w zachodniej Turcji (ponad 300 J kg^{-1}). Rejon południowej Ukrainy w okresie letnim cechuje się wartościami zbliżonymi do tych z Basenu Morza Śródziemnego. We wrześniu rozkład przestrzenny średnich miesięcznych CAPE przyjmuje układ równoleżnikowy. Najwyższe wartości obserwowane są w Europie Południowej będącej pod wpływem mas powietrza znad Morza Śródziemnego i maleją w kierunku północnym.

Podsumowując w rozkładzie przestrzennym wskaźnika CAPE wyraźnie zaznacza się obszar południowej Europy i Ukrainy z najwyższymi wartościami.



Rys. 3.2. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE (w J kg^{-1}) w Europie w latach 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC

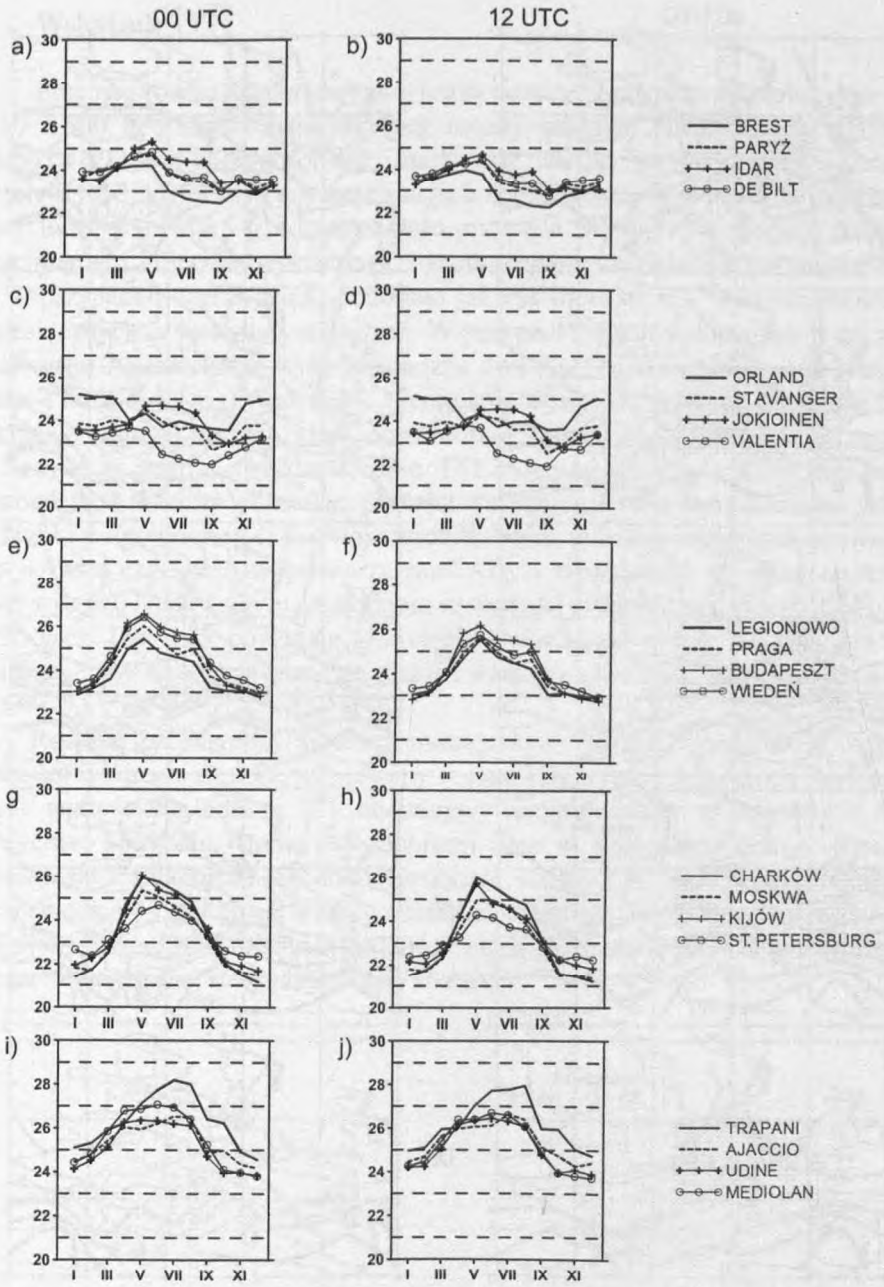
Fig. 3.2. Spatial distribution of mean monthly values of CAPE index (in J kg^{-1}) in Europe in the period 1973–2007 at 00 UTC and 12 UTC

Przyczyn tego stanu rzeczy należy upatrywać w kilku czynnikach. Obszar Morza Śródziemnego jest źródłem wilgoci, a w porze jesiennej także ciepła, dla dolnej atmosfery, prowadząc do uformowania się w tym obszarze ciepłych i wilgotnych mas powietrza. W momencie pojawienia się mechanizmu wymuszającego wznoszenie (przeszkoda orograficzna lub chłodny front atmosferyczny) w takiej masie powietrza dochodzi do rozwoju silnej konwekcji. Wkraczanie mas powietrza z północnego zachodu powoduje, że masa powietrza polarno-morskiego w dolnych warstwach jest silnie ogrzewana od podłoża, a tym samym staje się chwiejna. Zatem duże wartości wskaźnika CAPE w rejonie Morza Śródziemnego powodowane są, oprócz warunków solarnych, także warunkami adwekcyjnymi i dopływem wilgoci znad ciepłych wód morskich. Dla Ukrainy źródłem wilgoci jest Morze Czarne, a rozległe obszary lądowe kształtują warunki sprzyjające rozwojowi konwekcji.

Wskaźnik VT

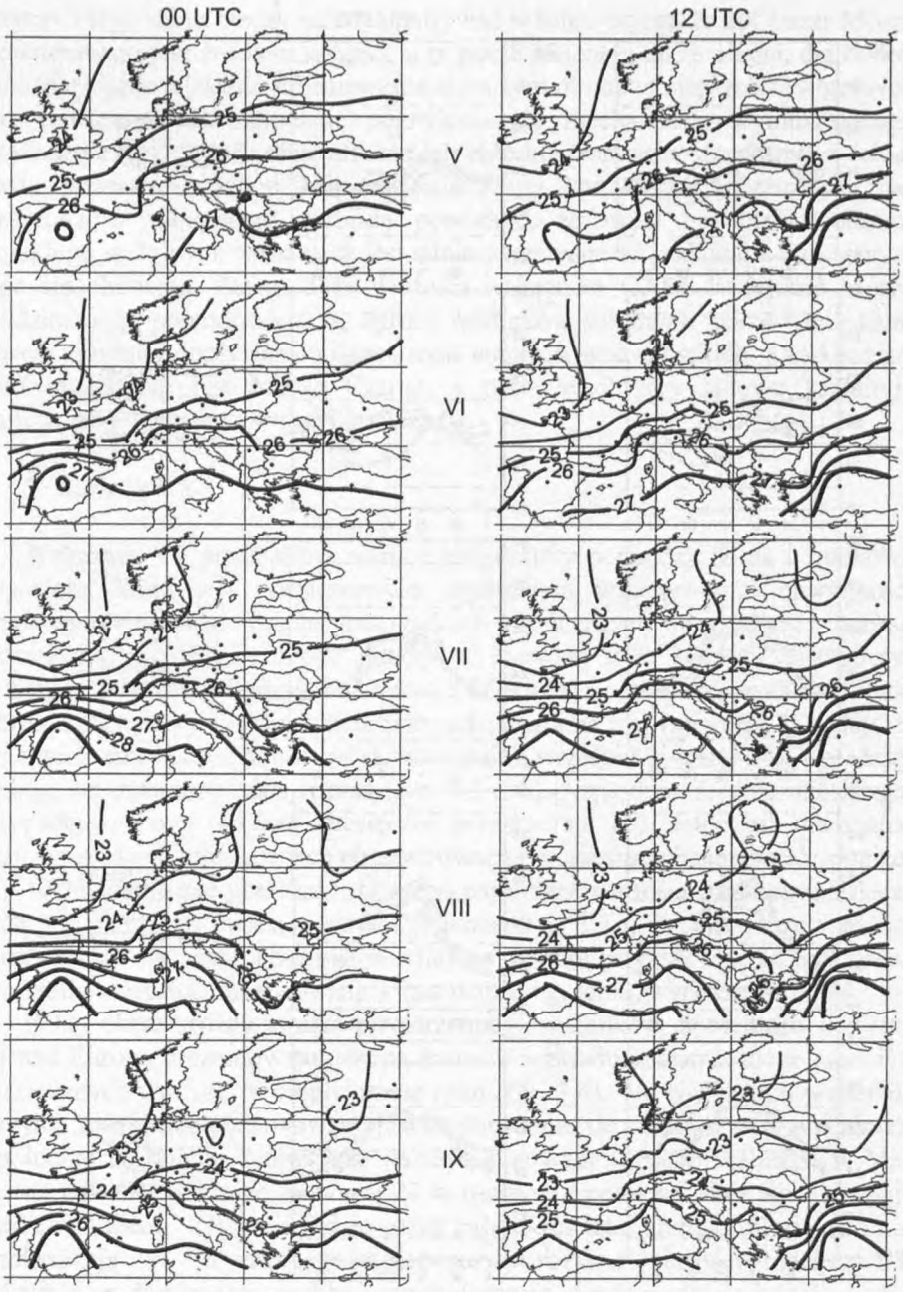
Wskaźnik VT przedstawia różnicę temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą, która jest podstawowym czynnikiem występowania chwiejności atmosfery. Porównanie przebiegów średnich miesięcznych wartości tego indeksu pozwala na wyróżnienie trzech ich typów. Pierwszy (rys. 3.3 a–d), charakterystyczny jest dla stacji Europy Zachodniej i Północnej i cechuje się małą amplitudą roczną z najwyższymi wartościami przypadającymi na maj (powyżej 25). Najniższe średnie miesięczne notowane są w sierpniu i wrześniu (poniżej 24). Typ drugi cechuje się dużą amplitudą roczną (rys. 3.3 e–h). Najwyższe średnie miesięczne przypadają na maj (średnie miesięczne przekraczają 26), natomiast minimalne wartości średnich miesięcznych obserwowane są w miesiącach zimowych (poniżej 22). W trzecim typie przebiegu rocznego najwyższe wartości średnich miesięcznych przypadają na miesiące letnie i jesienne (rys. 3.3 i, j). Najwyższe wartości obserwowane na stacji Trapani (Sycylia) w sierpniu przekraczają 28, natomiast minimalne wartości, obserwowane w listopadzie i grudniu, wynoszą około 24.

Pełny obraz zróżnicowania przestrzennego warunków chwiejności statycznej nad Europą prezentowany jest na mapach rozkładu przestrzennego średnich miesięcznych wartości w ciepłej porze roku (rys. 3.4). We wszystkich prezentowanych miesiącach obserwowane jest zmniejszanie się wartości tego wskaźnika z południa na północ. Najwyższe wartości notowane są na Gibraltarze, w Madrycie, Sycylii i Ankarze (powyżej 27 w czerwcu i powyżej 28 w lipcu), a najniższe w Valentii i Brzeście, gdzie przez cały okres letni średnie miesięczne nie przekraczają 24. Wyraźny równoleżnikowy rozkład wartości indeksu VT wskazuje na dominujący wpływ promieniowania słonecznego na kształtowanie różnic pomiędzy dolną i środkową troposferą. Dodatkowo na wysokie wartości wskaźnika w Madrycie i Ankarze ma wpływ ukształtowanie powierzchni. Wysokie położenie nad poziomem morza powierzchni Półwyspu Iberyjskiego i Półwyspu Azji Mniejszej powoduje wyższe temperatury na poziomie 850 hPa.



Rys. 3.3 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu VT dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007

Fig. 3.3 a–j. The annual course of mean monthly values of VT index for selected European stations in the period 1973–2007



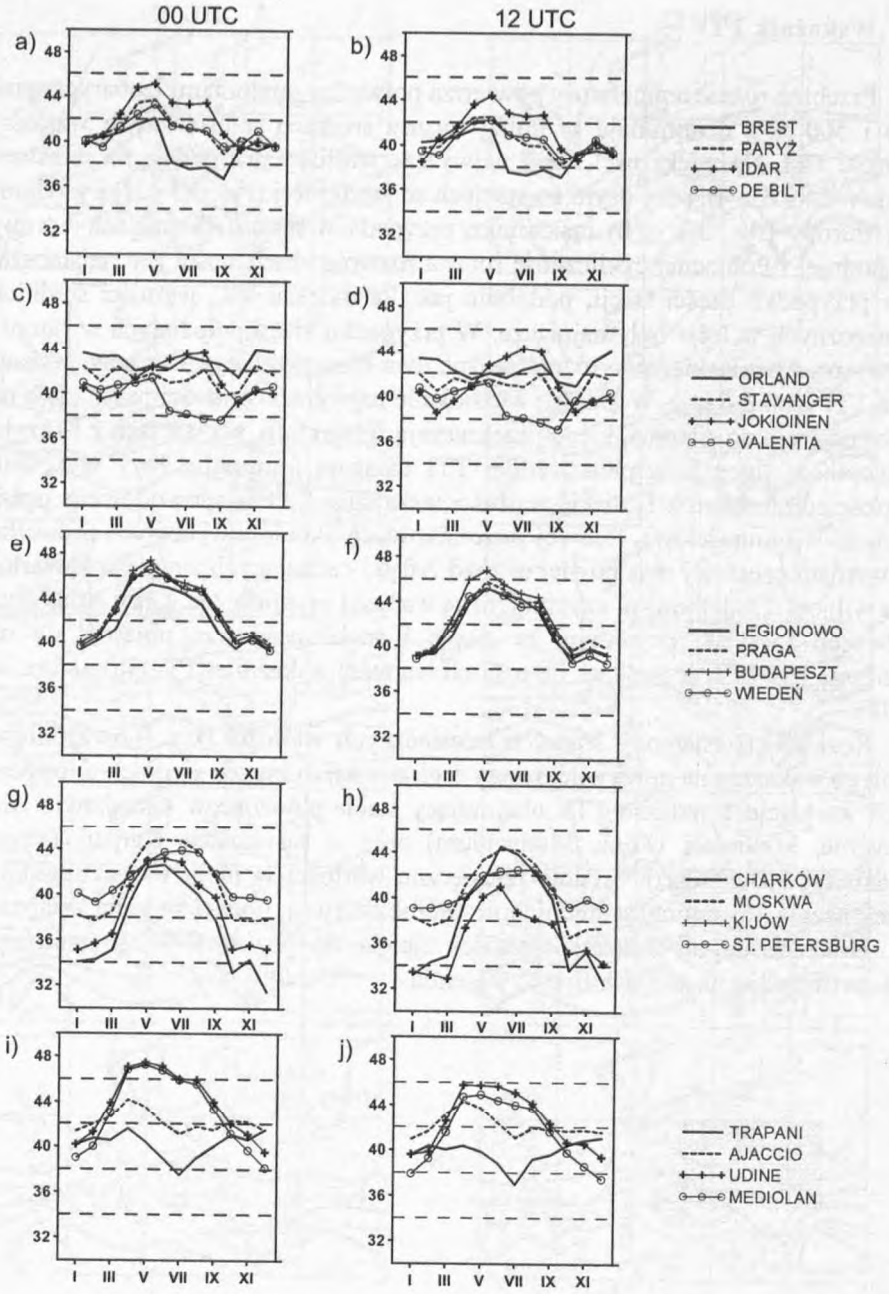
Rys. 3.4. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu VT w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC

Fig. 3.4. Spatial distribution of mean monthly values of VT in Europe in the period 1973–2007 at 00 UTC and 12 UTC

Wskaźnik TTI

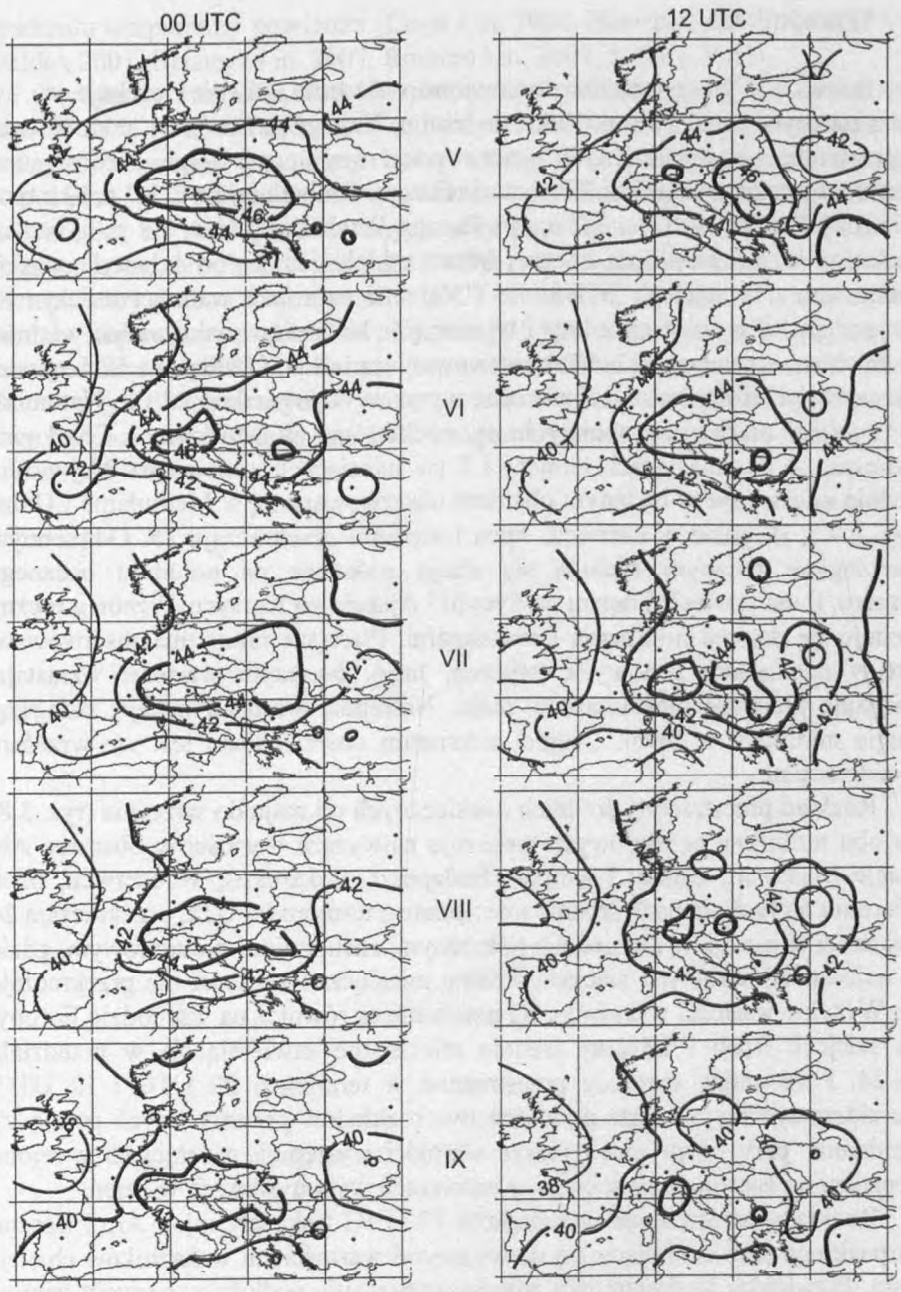
Przebieg różnic temperatury powietrza pomiędzy poziomami izobarycznymi 850 i 500 hPa determinuje przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu TTI. Na większości stacji najwyższe wartości przypadają na miesiące letnie (rys. 3.5 a–j), przy czym na stacjach ze środkowej (rys. 3.5 e, f) i wschodniej Europy (rys. 3.5 g, h) maksimum przypada w maju. Na stacjach Europy Zachodniej i Północnej cykliczność roczna rozwoju chwiejności jest najsłabsza, a w przypadku części stacji, podobnie jak dla indeksu VT, wartości średnich miesięcznych w lecie były najniższe. W przypadku stacji położonych w rejonie Półwyspu Apenińskiego wyróżnić można dwa typy przebiegu rocznego wskaźnika TTI (rys. 3.5 i, j). W Udine i Mediolanie najwyższe wartości przypadają na okres od maja do sierpnia, kiedy przekraczają wartość 46. Na stacjach z Korsyki i Sycylii w lipcu i sierpniu średnie TTI osiągają minimum. Przy wysokich wartościach indeksu VT, niskie wartości wskaźnika TTI są spowodowane przez warunki wilgotnościowe. Rozwój zwrotnikowych układów wyżowych prowadzi do wzrostu częstości mas powierza znad Afryki cechujących się niską zawartością wilgoci. Dodatkowym czynnikiem są warunki orograficzne. Góry Atlas oraz Półwysep Iberyjski powodują, że ciepłe i suche powietrze pojawia się na poziomie 850 hPa, prowadząc do niskich wartości wskaźnika TTI (Romero i in. 2007).

Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości (rys. 3.6) z okresu letniego wskazuje na uprzywilejowany region o najwyższych średnich miesięcznych wartościach indeksu TTI, obejmujący stacje położone w sąsiedztwie Alp (Payerne, Mediolan, Udine, Monachium) oraz w sąsiedztwie Karpat (Praga, Budapeszt i Bukareszt). Średnie miesięczne wartości w maju w tym regionie przekraczają 46, natomiast średnie miesięczne czerwca, lipca, i sierpnia wynoszą 44. Na pozostałym obszarze wartości maleją do poziomu 40, a najniższe obserwowane są na stacjach Brest i Valentia.



Rys. 3.5 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu TTI dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007

Fig. 3.5 a–j. The annual course of mean monthly values of TTI index for selected European stations in the period 1973–2007



Rys. 3.6. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu TTI w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC

Fig. 3.6. Spatial distribution of mean monthly values of TTI index in Europe in the period 1973–2007 at 00 UTC and 12 UTC

Wskaźnik KI

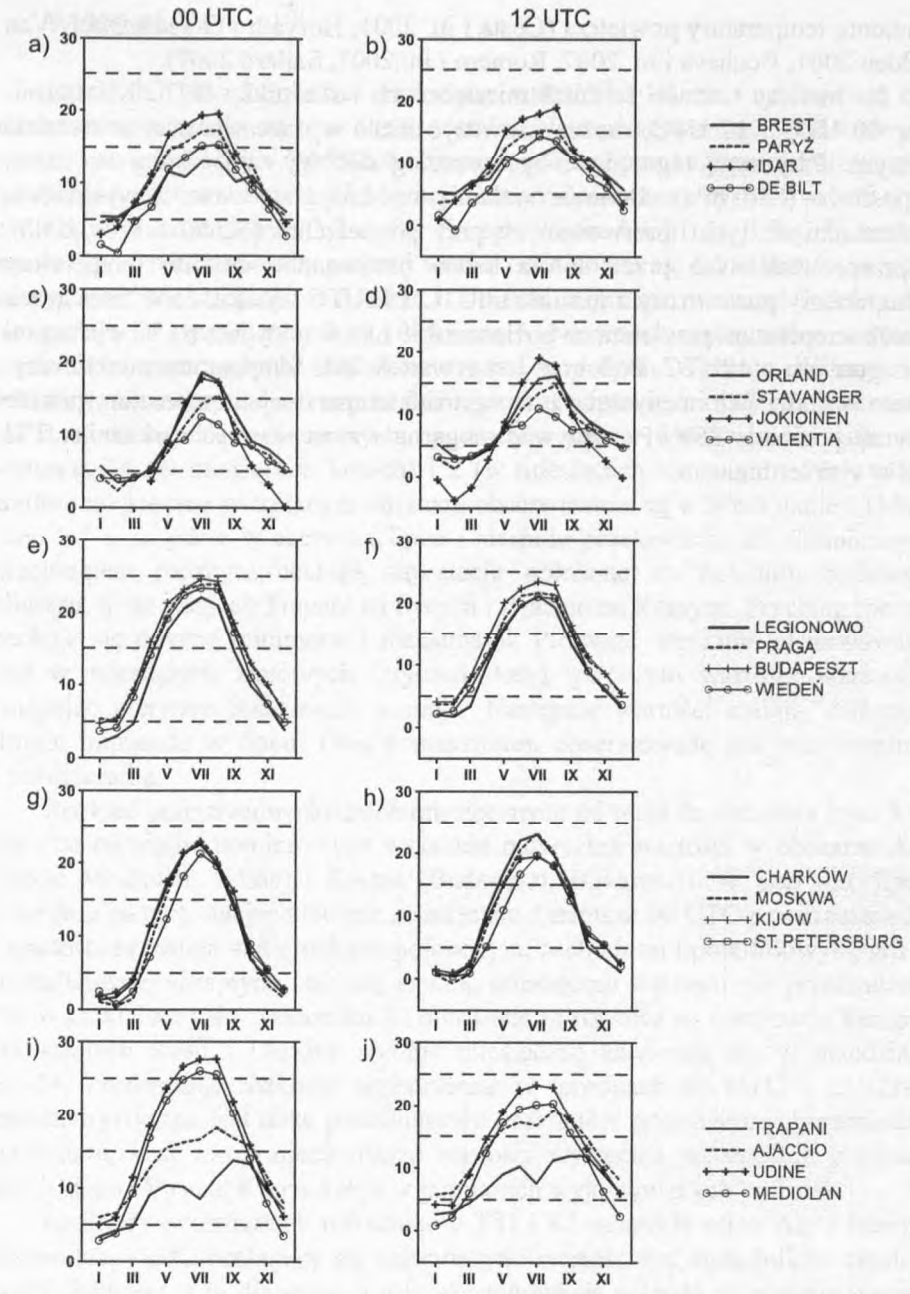
Indeks KI, jak poprzednio omówione wskaźniki, również cechuje się cyklem rocznym z maksimum w okresie letnim. Najwyższe wartości, podobnie jak w przypadku wskaźnika CAPE, obserwowane są w lipcu i sierpniu. Porównując przebiegi roczne wskaźnika KI ze stacji Europy Zachodniej (rys. 3.7 a, b) z tymi z Europy Środkowej (rys. 3.7 e, f) i Europy Wschodniej (rys. 3.7 g, h) można zauważyć wzrost amplitudy rocznej wraz z oddalaniem się od Atlantyku w głąb kontynentu. Na stacjach w Brzeście i Valentii najniższe wartości indeksu KI przypadają na styczeń oraz luty i wynoszą 5. Natomiast maksymalne wartości średnich miesięcznych (12–13) obserwowane są w lipcu i sierpniu. W Legionowie wartości maksymalne i minimalne wynoszą odpowiednio 22 i 2. Natomiast na stacjach najdalej wysuniętych na wschód np. w Moskwie i Charkowie wynoszą 24 (w miesiącach letnich) i 2 (w miesiącach zimowych). Najwyższe średnie miesięczne w badanym obszarze obserwowane są w Mediolanie i Udine (rys. 3.7 i, j), gdzie w czerwcu, lipcu i sierpniu przekraczają 25. Odmiennym przebiegiem rocznym cechują się stacje położone na południu badanego obszaru, tj. na stacjach Trapani na Sycylii i Ajaccio na Korsyce. Przebieg roczny cechuje się dwoma minimami i maksimami. Pierwsze minimum obserwowane jest w miesiącach zimowych (styczeń, luty), po czym wartości wzrastają, osiągając pierwsze maksimum w maju. Następnie wartości maleją, osiągając drugie minimum w lipcu. Drugie maksimum obserwowane jest we wrześniu i październiku.

Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych od maja do września (rys. 3.8) dla obu terminów pomiarowych wskazuje najwyższe wartości w obszarze Alp (stacje Mediolan, Udine) i Karpat (Budapeszt, Bukareszt). W czerwcu, lipcu i sierpniu na tych stacjach średnie miesięczne z terminu 00 UTC przekraczają 24 i wartości te maleją w kierunkach północnym, zachodnim i południowym, gdzie na najbardziej skrajnych stacjach średnie miesięczne wartości nie przekraczają 16. Wysokie wartości wskaźnika KI notowane są również na wschodzie Europy. Na stacjach Rosji i Ukrainy średnie miesięczne zawierają się w przedziale 20–24. Porównując rozkłady przestrzenne w terminach 00 UTC i 12 UTC, charakterystyczne jest duże podobieństwo rozkładów przestrzennych pomiędzy terminami, przy czym nieco niższe wartości występują na stacjach z rejonu alpejskiego i Basenu Karpackiego w pomiarach wykonywanych w dzień.

Rozkłady przestrzenne wskaźników TTI i KI wskazały rejon Alp i Basenu Karpackiego jako cechujący się najwyższymi wartościami wskaźników chwiejności. Potwierdza to dominującą rolę ukształtowania podłoża w rozwoju warunków niestabilności atmosfery. Przeszkody orograficzne są mechanizmem zapoczątkowującym wymuszenie wznoszenia mas powietrza (Stinacker 2007a, b). Pasma górskie w określonych sytuacjach synoptycznych prowadzą do zaburzeń w tempie adwekcji na różnych poziomach, a tym samym do zmian pionowego

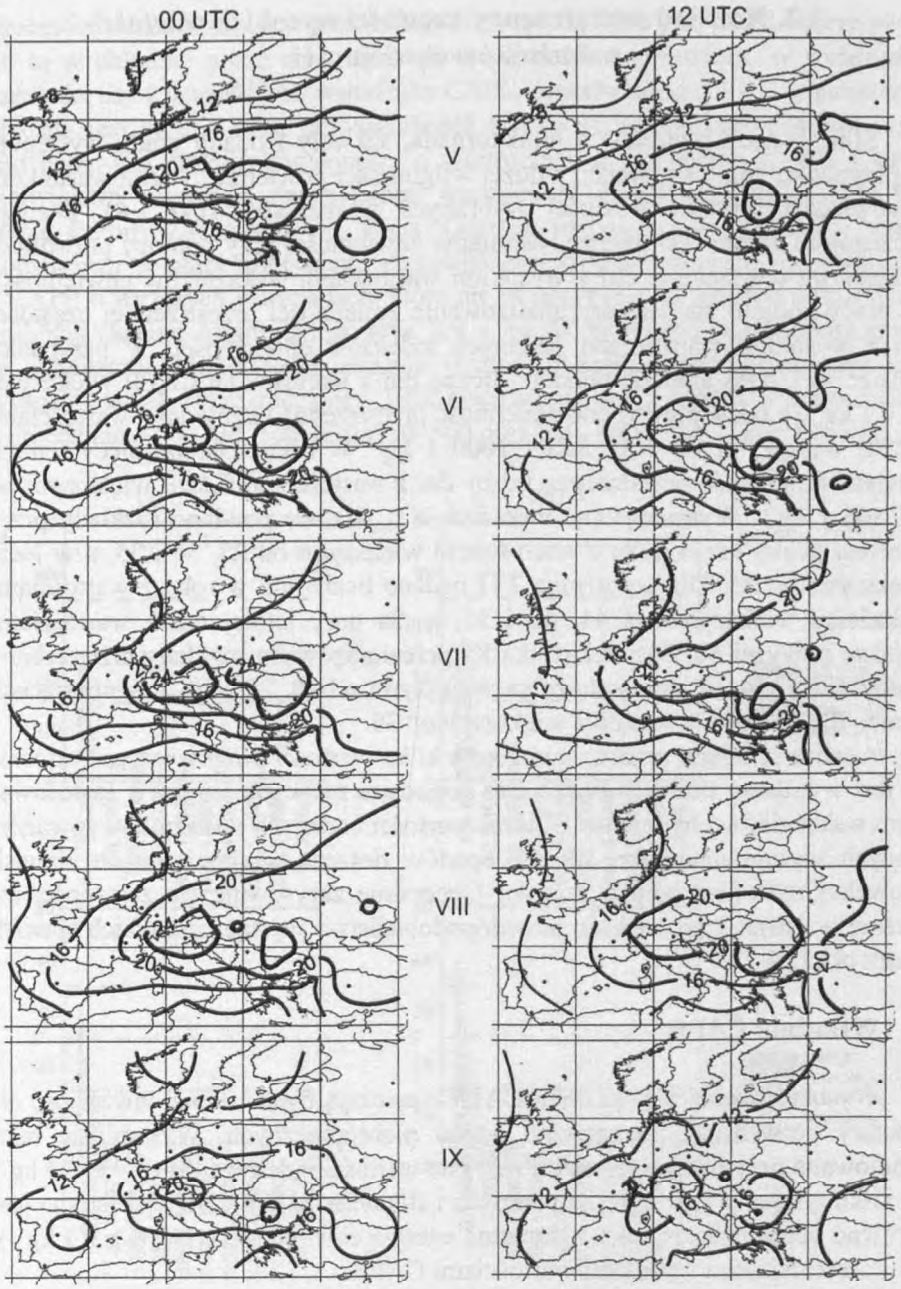
gradientu temperatury powietrza (Costa i in. 2001, Horváth i Geresdi 2001, Van Delden 2001, Bocheva i in. 2007, Romero i in. 2007, Szilárd 2007).

Porównując wartości średnich miesięcznych wskaźników TTI i KI z terminów 00 UTC i 12 UTC, można zauważyć nieco wyższe wartości w terminie nocnym. Przyczyną tego może być przebieg dobowy temperatury w dolnej troposferze (850 hPa). Dobowe wahania opóźniają się wraz z wysokością w stosunku do tych obserwowanych przy powierzchni (Seidel i Free 2005). Z przeprowadzonych przez autora badań porównania wartości temperatury i temperatury punktu rosy z terminu 00UTC i 12UTC wynika, że w miesiącach letnich temperatura powietrza na poziomie 850 hPa w nocy jest o 1°C wyższa od tej z pomiaru o 12UTC. Podobnie jest z wartościami temperatury punktu rosy. Zatem w godzinach nocnych wyższe wartości temperatury i temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa wpływać mogą na wzrost wartości wskaźnika TTI i KI w tym terminie.



Rys. 3.7 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu KI w Europie w okresie 1973–2007

Fig. 3.7 a–j. The annual course of mean monthly values of KI index for selected European stations in the period 1973–2007



Rys. 3.8. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu KI w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC

Fig. 3.8. Spatial distribution of mean monthly values of KI index in Europe in the period 1973–2007 at 00 UTC and 12 UTC

3.2. Rozkład przestrzenny częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności

Silne burze i związane z nimi tornada, szkwały i opady gradu występują w przypadku silnej konwekcji i dużej wilgotności powietrza. Takim warunkom odpowiadają wysokie wartości wybranych wskaźników (pkt 1.6). Dlatego szczególnie istotna jest analiza warunków chwiejności przy pomocy prawdopodobieństwa wystąpienia dni z wysokimi wartościami wskaźników chwiejności. W pracy podjęto zadanie przeanalizowania zmienności przestrzennej częstości dni z wysokimi wartościami badanych indeksów chwiejności. W przypadku wskaźnika CAPE analizie poddano liczbę dni z wartościami CAPE większymi od 0 J kg^{-1}, a także porównano zmienność przestrzenną liczby dni z wartościami CAPE większymi od 100, 500 i 1000 J kg^{-1} w roku. Dla miesięcy letnich zbadano zmienność przestrzenną liczby dni z wartościami CAPE większymi od 0 i 100 J kg^{-1}. Wykorzystując wskaźnik VT, analizie poddano rozkłady przestrzenne liczby dni w roku z wartościami większymi od 25, 30 i 35, a w lecie większymi od 35. Dla wskaźnika TTI badano liczbę dni w roku z wartościami wskaźnika większymi od 44, 49 i 55, a dla pory letniej dni z wartościami indeksu powyżej 49. Dla wskaźnika KI przeanalizowano rozkłady przestrzenne liczby dni z wartościami wskaźnika większymi od 20, 25 i 30, a w miesiącach letnich dla wartości wskaźnika większych od 30.

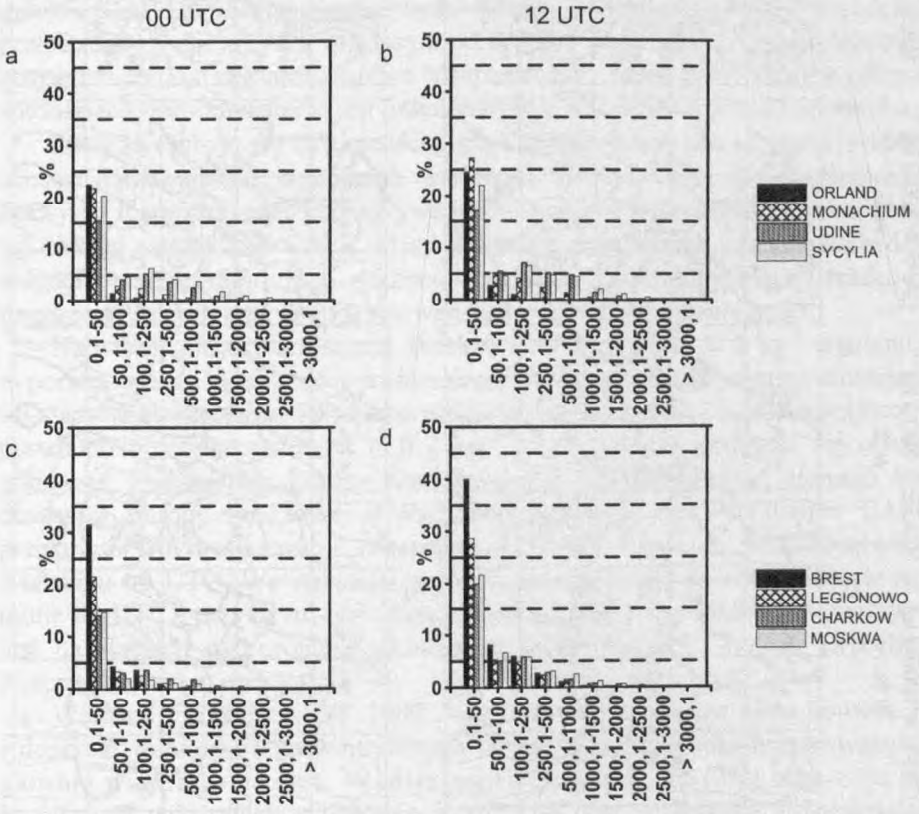
Analiza rozkładu przestrzennego dla kilku wartości progowych podyktowana jest wynikami licznych badań nad pogodami niebezpiecznymi z zastosowaniem wskaźników chwiejności. Zakres wartości badanych wskaźników towarzyszących wystąpieniu burz, silnych opadów deszczu, gradu i innych zjawisk konwekcyjnych jest bardzo szeroki. Generalnie zarysowuje się zależność: im wyższe wartości, tym większe prawdopodobieństwo wystąpienia takich zjawisk (patrz pkt 1.6)

Wskaźnik CAPE

Wysokie wartości wskaźnika CAPE oznaczają bardzo silną chwiejność atmosfery prowadzącą do rozwoju pogód niebezpiecznych. Wystąpienie burz zanotowano przy bardzo szerokim zakresie wartości indeksu CAPE – od 0 J kg^{-1} do kilku tysięcy J kg^{-1} (np.: Rassmussen i Blanchard 1998). Dlatego istotna jest zarówno ocena częstości dni z dodatnią energią chwiejności (CAPE > 0 J kg^{-1}), jak i częstości dni z wysokimi wartościami CAPE.

Największa liczebność w obu terminach pomiarowych, to przypadki z CAPE równym 0 J kg^{-1} (powyżej 50% wszystkich obserwacji). Oznacza to warunki o stratyfikacji stałej. W pionowym profilu temperatury brak jest warunków do rozwoju konwekcji, a ewentualne przyspieszenie pionowe może być efektem

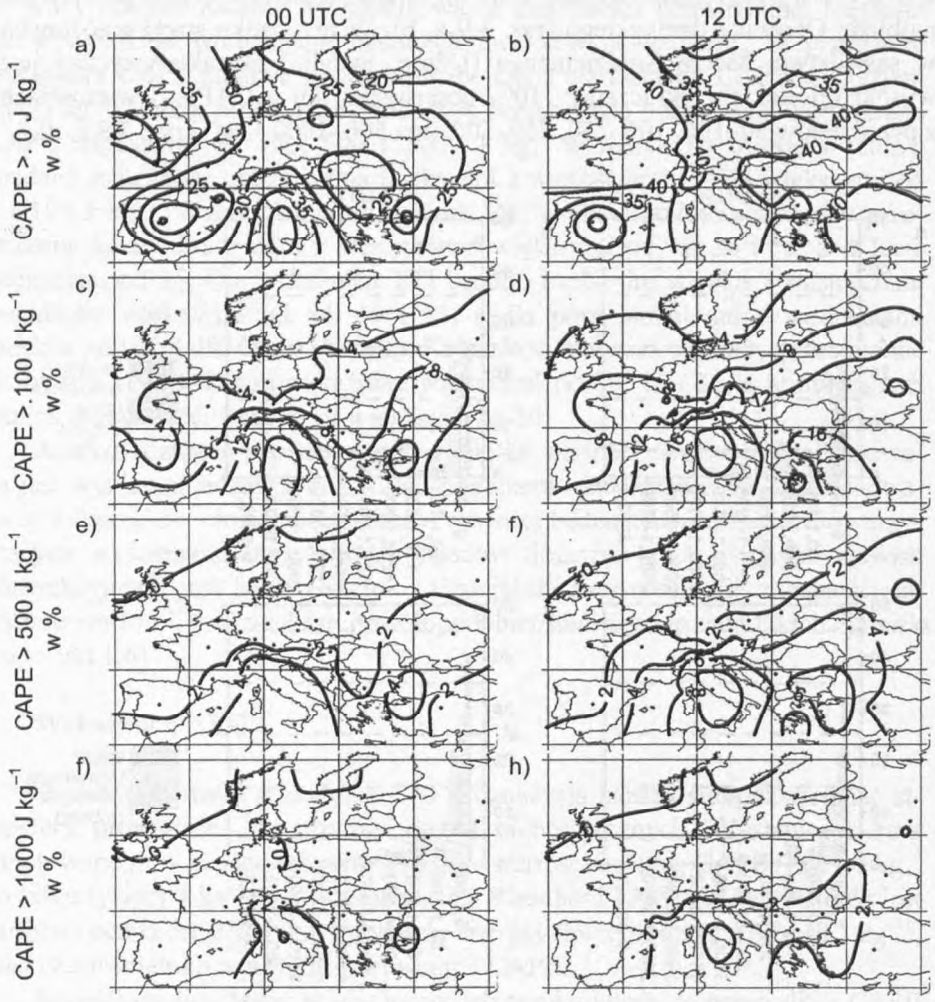
procesów dynamicznych w atmosferze. Najczęściej takie przypadki obserwowane są w chłodnej porze roku, cechującej się stabilną atmosferą. W rozkładzie częstości dni z wartościami wskaźnika CAPE większymi od 0 J kg^{-1} charakterystyczna jest bardzo silna prawoskośność (rys. 3.9). Najczęściej obserwowana jest całkowita energia chwiejności o wartościach z przedziału 0,1–50 J kg^{-1}. Największą częstością dni z takimi wartościami indeksu CAPE cechują się stacje Europy Zachodniej np. Brest. Odsetek ten maleje w przypadku stacji położonych w głębi kontynentu europejskiego kosztem wzrostu częstości dni z CAPE o wyższych wartościach, które nie są notowane na stacjach położonych najbliżej Oceanu Atlantyckiego (rys. 3.9 a, b). W przypadku stacji położonych w sąsiedztwie Morza Śródziemnego (Udine, Sycylia) charakterystyczny jest wysoki odsetek (przekraczający 10% obserwacji) dni z CAPE o wartościach z przedziałów 50–100, 100–250, 250–500 oraz 500–1000 J kg^{-1} (rys. 3.9 c, d).



Rys. 3.9 a–d. Rozkład częstości wartości indeksu CAPE dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007

Fig. 3.9 a–d. Frequency distribution of CAPE index values for selected European stations in the period 1973–2007

Im wyższe wartości indeksu CAPE, tym mniejsza częstość takich obserwacji. Istotne staje się zagadnienie zróżnicowania rozkładu przestrzennego odsetka dni z wartościami CAPE powyżej określonego progu wartości. W rozkładzie przestrzennym dni z CAPE > 0 J kg^{-1} (rys. 3.10 a, b) największą częstością charakteryzują się stacje z Europy Zachodniej (Valentia, Brest, Paryż) oraz z rejonu Półwyspu Apenińskiego (Rzym, Trapani na Sycylii i Ajaccio na Korsyce) powyżej 30%. W przypadku pomiarów z terminu 12 UTC częstość dni z CAPE > 0 J kg^{-1} wzrasta do ponad 40% obserwacji w strefie pomiędzy 40



Rys. 3.10 a–h. Rozkład częstości dni z CAPE: > 0 J kg^{-1} (a, b), > 100 J kg^{-1} (c, d), > 500 J kg^{-1} (e, f), > 1000 J kg^{-1} (g, h) w roku w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.10 a–h. Geographical distribution of frequency days with CAPE values: > 0 J kg^{-1} (a, b), > 100 J kg^{-1} (c, d), > 500 J kg^{-1} (e, f), > 1000 J kg^{-1} (g, h) in Europe in the period 1973–2007

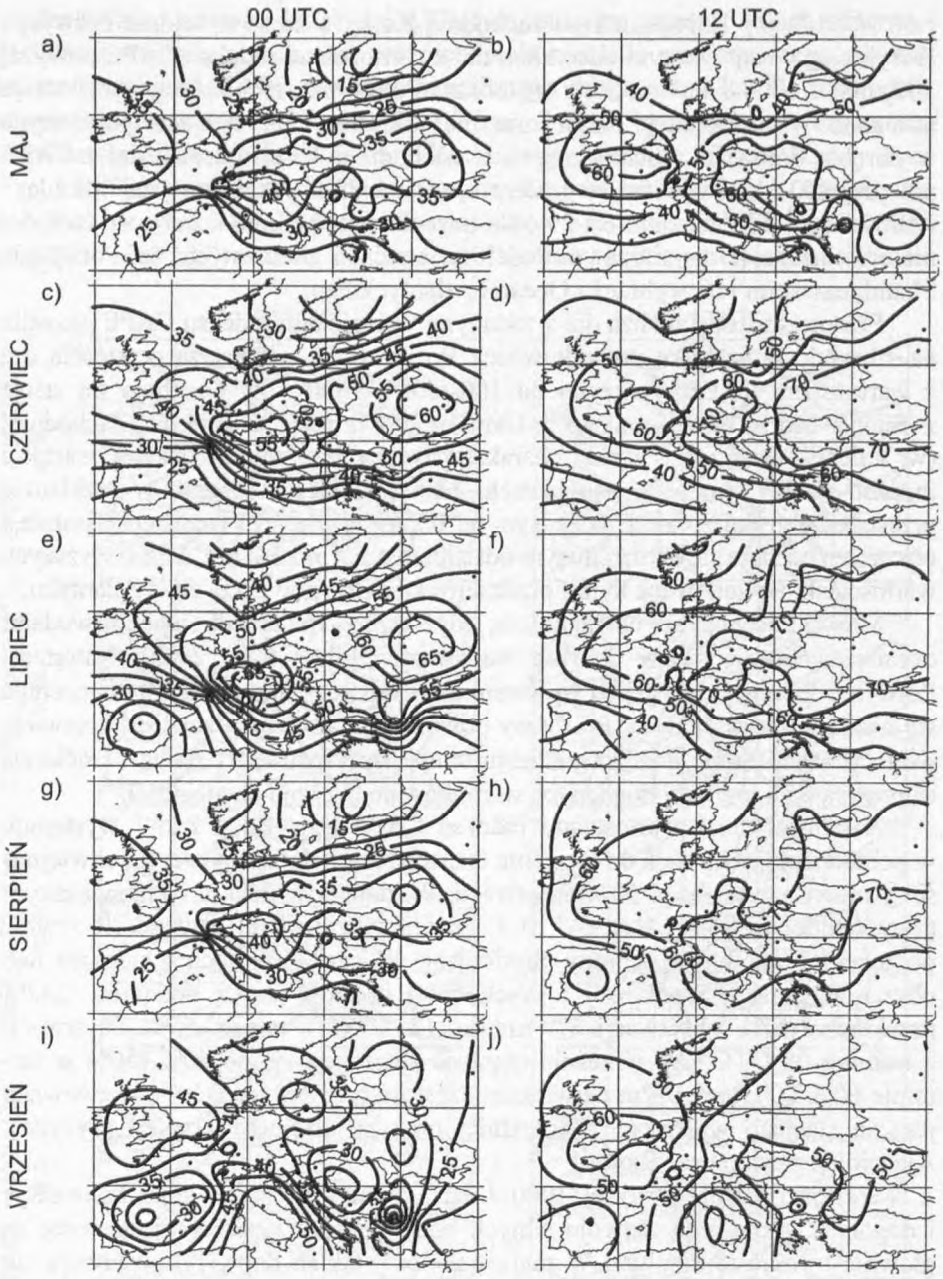
i 50°N od Wysp Brytyjskich po zachodnią Rosję, a także w rejonie Półwyspu Iberyjskiego. Najwyższym odsetkiem dni z wartościami indeksu CAPE powyżej 100, 500 i 1000 J kg^{-1} cechuje się obszar Półwyspu Apenińskiego oraz stacje położone w zachodniej Turcji oraz na Ukrainie. Na stacjach położonych w obrębie Półwyspu Apenińskiego i w zachodniej Turcji odsetek dni z CAPE powyżej 100 J kg^{-1} wyniósł 16 procent, a odsetek dni z CAPE powyżej 500 J kg^{-1} i 1000 J kg^{-1} odpowiednio 6 i 2%. Na pozostałym obszarze liczebność tych dni maleje, osiągając najniższe wartości na stacjach położonych na Półwyspie Skandynawskim i na wybrzeżu Oceanu Atlantyckiego.

Przeprowadzona analiza dni z zadanymi wartościami indeksu CAPE pozwala na sformułowanie kilku prawidłowości. Po pierwsze, najwyższą częstością dni z wartościami CAPE wyższymi od 100, 500 i 1000 J kg^{-1} cechują się stacje z rejonu Morza Śródziemnego i Ukrainy. Po drugie, w Europie Zachodniej (w Valentii, Breście i Paryżu) charakterystyczny jest wysoki odsetek wartości indeksu CAPE o niskich wartościach. Jest to dobrze widoczne w rozkładzie przestrzennym dni z CAPE większym od 0 J kg^{-1} w maju i wrześniu, natomiast obszar ten cechuje się bardzo małym odsetkiem dni z indeksem CAPE o wyższych wartościach. Powodowane to jest przez adwekcje mas powietrza znad Atlantyku.

Masy te cechują się chwiejnością, gdyż przepływając nad ciepłymi wodami oceanu ogrzewają się w dolnych warstwach (Bolton i in. 2003). Natomiast Półwysep Iberyjski, będąc pod wpływem adwekcji powietrza znad Afryki, cechuje się niskimi wartościami CAPE. Masy powietrza znad Sahary zawierają niewiele wilgoci, zatem mimo dużego gradientu temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą brak jest tutaj dogodnych warunków do rozwoju chwiejności.

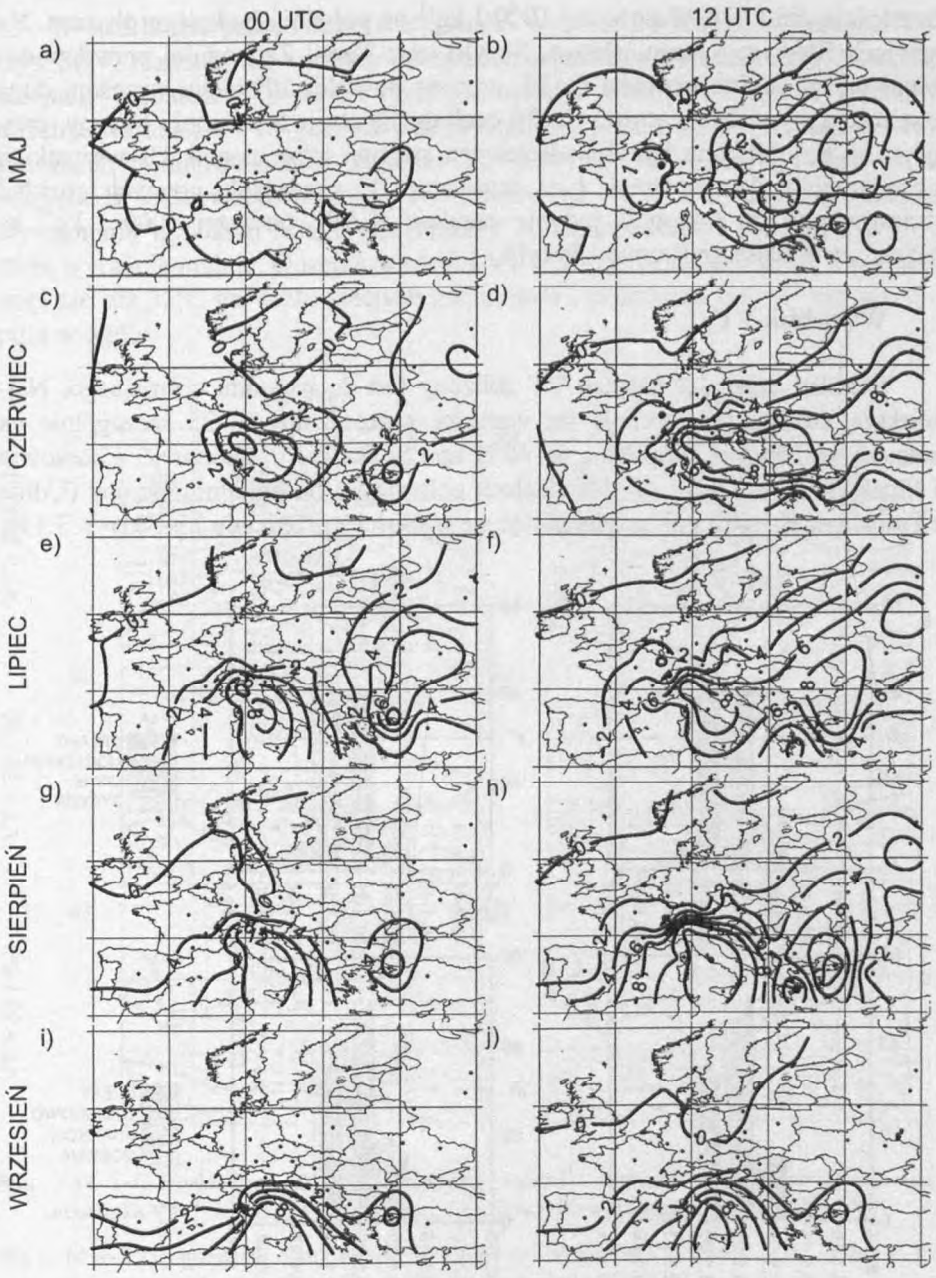
Najwięcej dni z wartościami indeksu CAPE powyżej 0 J kg^{-1} występuje w porze ciepłej. Od maja do września częstość dni z dodatnią energią chwiejności stanowi nawet ponad 50% obserwacji. W maju (rys. 3.11 a, b) największym prawdopodobieństwem CAPE > 0 J kg^{-1} (powyżej 60%) cechuje się obszar północnej Francji oraz Europy Środkowej. W czerwcu, lipcu i sierpniu nad obszarem Europy Środkowej i Wschodniej częstość dni z dodatnim CAPE przekracza 70% obserwacji z terminu 12 UTC i ponad 55% obserwacji z terminu 00 UTC. We wrześniu częstość zmniejsza się do 60% (50% w terminie 00 UTC), przy czym największa częstość tych przypadków obserwowana jest na stacjach w Europie Zachodniej oraz na stacjach: Trapani (Sycylia), Ajaccio (Korsyka) oraz Rzym.

Wartości CAPE powyżej 1000 J kg^{-1} oznaczają bardzo silną konwekcję i dogodne warunki do rozwoju silnych burz. Takie przypadki rejestrowane są głównie w okresie ciepłym. W maju najwięcej takich dni (3%) obserwuje się na stacjach położonych w Basenie Karpackim oraz w Kijowie i Smoleńsku. W kolejnych miesiącach częstość dni z CAPE powyżej 1000 J kg^{-1} rośnie. W czerwcu i lipcu w pasie od północnych Włoch po Rumunię i Ukrainę dni z takimi wartościami CAPE stanowią ponad 8% obserwacji (wykonanych o godzinie 12 UTC). W sierpniu rozkład przestrzenny jest podobny, z największą



Rys. 3.11 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu CAPE > 0 J kg^{-1} w ciepłej porze w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.11 a–j. Geographical distribution of frequency days with CAPE values >0 J kg^{-1} during the summer season in Europe in the period 1973–2007



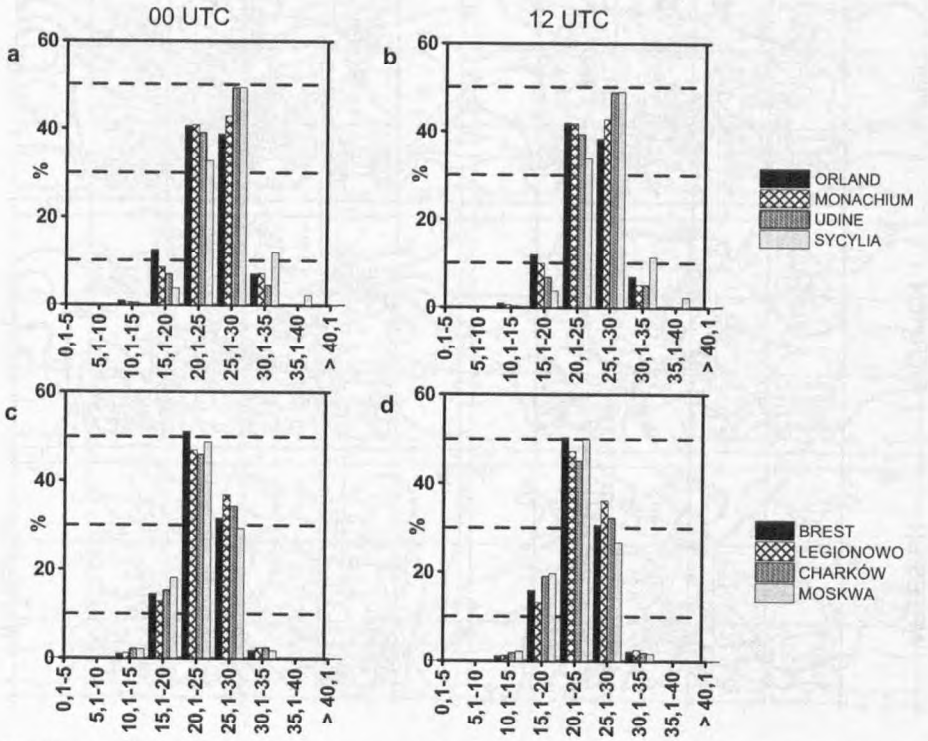
Rys. 3.12 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu z CAPE > 1000 J kg^{-1} w ciepłej porze w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.12 a–j. Geographical distribution of frequency days with CAPE values >1000 J kg^{-1} during the summer season in Europe in the period 1973–2007

częstością dni z CAPE powyżej 1000 J kg^{-1} na południu badanego obszaru. Na stacjach Półwyspu Apenińskiego, Sycylii oraz Turcji Zachodniej prawdopodobieństwo wysokich wartości CAPE wzrasta powyżej 10%. We wrześniu dużą częstością wysokich wartości CAPE cechują się stacje z południa Europy, przy czym w Rzymie i na Sycylii odsetek ten stanowi także ponad 8% wszystkich obserwacji wykonanych w tym miesiącu. W sondażach nocnych rozkład przestrzenny jest podobny, jedynie częstości CAPE powyżej 1000 J kg^{-1} są niższe, za wyjątkiem Rzymu i Sycylii.

Wskaźnik VT

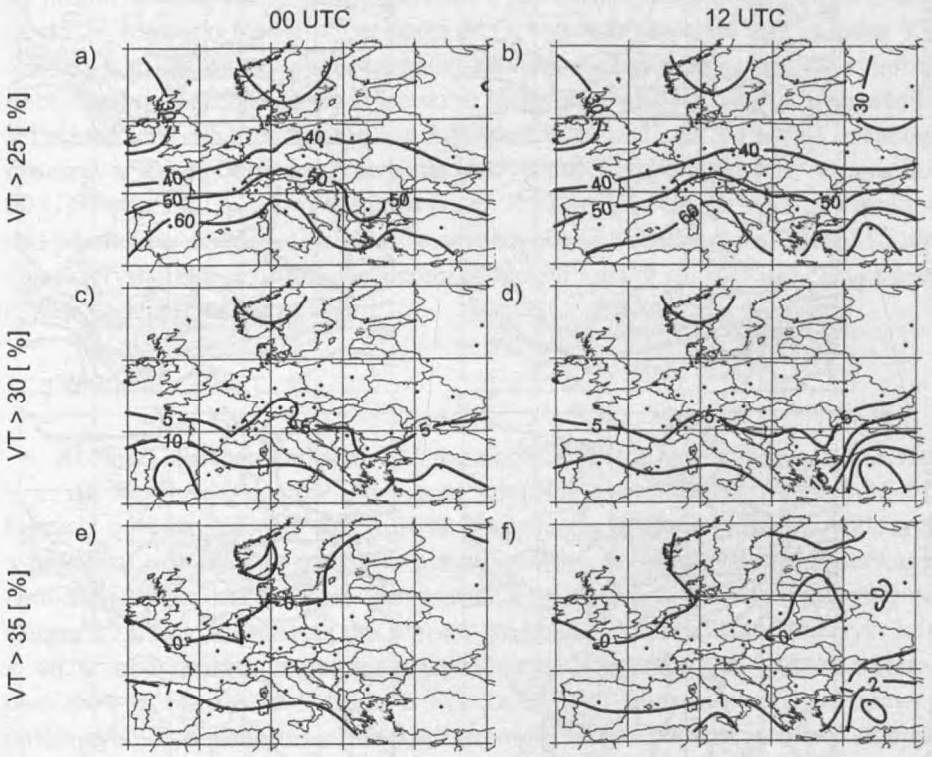
Rozkład częstości indeksu VT zbliżony jest do rozkładu normalnego. Największą liczebnością cechują się wartości z przedziału 20–25 szczególnie na stacjach położonych na północ od 40°N np.: w Breście, Legionowie, Charkowie i Moskwie (rys. 3.13 a, b). Na stacjach położonych na południu Europy (Udine i Trapani na Sycylii) najczęściej notuje się wartości z przedziału 25–30 (rys. 3.13).



Rys. 3.13 a–d. Rozkład częstości wartości indeksu VT dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007

Fig. 3.13 a–d. Frequency distributions of VT values for selected European stations in the period 1973–2007

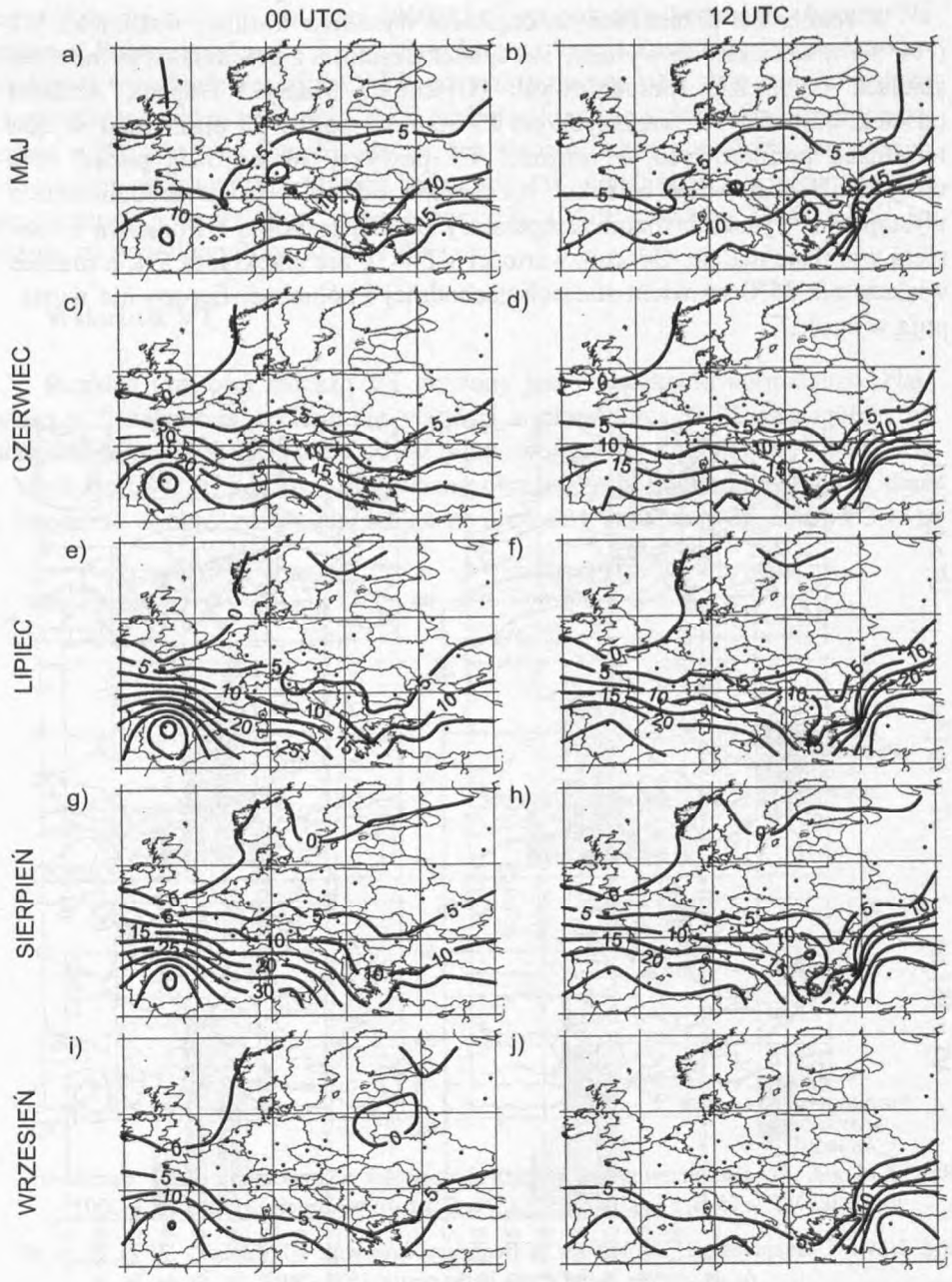
W rozkładzie przestrzennym częstości wysokich wartości wskaźnika VT (rys. 3.14) zaznacza się wyraźny ich spadek częstości z południa na północ. Na stacjach najbardziej południowych (Gibraltar, Madryt, Trapani, Ankara) odsetek wartości VT większych od 25 stanowi ponad 60 obserwacji w obu terminach pomiarowych, a wartości VT powyżej 30 stanowią ponad 10% wszystkich obserwacji w roku. Na północ od 40°N prawdopodobieństwo wystąpienia wysokich różnic temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą wyraźnie maleje. Odsetek wartości VT > 30 nie przekracza 5%, a różnice większe niż 35°C na wielu stacjach zachodniej i północnej Europy nie występują w ogóle.



Rys. 3.14 a–f. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami wskaźnika VT: > 25 (a, b), > 30 (c, d), > 35 (e, f) w roku w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.14 a–f. Geographical distributions of frequency days with VT values: > 25 (a, b), > 30 (c, d), > 35 (e, f) in Europe in the period 1973–2007

Rozkład przestrzenny częstości wartości VT > 30 (rys. 3.15) w podziale na poszczególne miesiące pory ciepłej ma wyraźny rozkład równoleżnikowy. Najwyższy ich odsetek występuje w Europie Południowej. Na stacjach Półwyspu



Rys. 3.15 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu VT > 30 w miesiącach pory ciepłej w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.15 a–j. Geographical distributions of frequency days with VT > 30 during summer season in Europe in the period 1973–2007

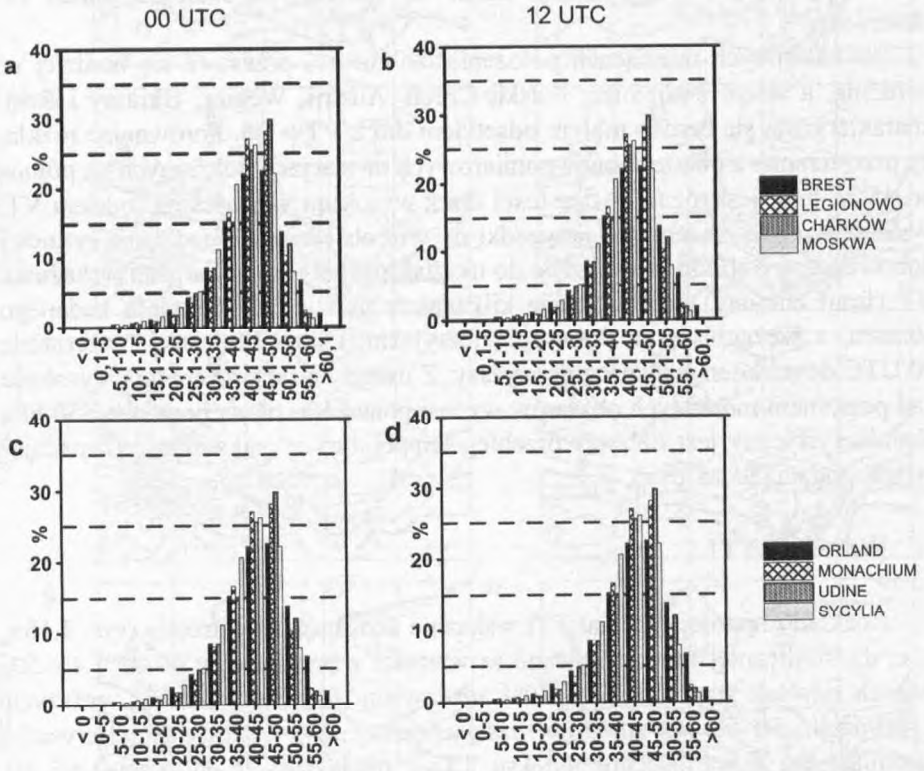
Iberyjskiego, Sycylii i w Turcji w maju przekracza on 10%, natomiast w lipcu i sierpniu 20% i maleje w kierunku północnym, gdzie odsetek dni z wartościami VT większymi od 30 nie przekracza 5% obserwacji. Na uwagę zasługuje położenie izolinii 5% w poszczególnych miesiącach. W maju przebieg tej izolinii położony jest najbardziej na północ, a na stacjach z południowych Niemiec, Polski, Ukrainy i Rosji dni z VT powyżej 30 stanowią ponad 5% obserwacji.

W następnych miesiącach położenie izolinii 5% przesuwa się bardziej na południe, a stacje z Niemiec, Polski, Czech, Austrii, Węgier, Ukrainy i Rosji charakteryzują się bardzo małym odsetkiem dni z VT > 30. Porównując rozkłady przestrzenne z obu terminów pomiarowych na stacjach położonych na północ od 45°N, brak jest różnic w częstości dni z wysokimi wartościami indeksu VT. Wskazuje to, że ewentualne przypadki na tym obszarze nie podlegają rytmowi dobowemu, a warunki prowadzące do ukształtowania takich wartości wskaźnika VT (front chłodny) utrzymują się kilkanaście godzin. Na południu badanego obszaru, a szczególnie na Półwyspie Iberyjskim i Azji Mniejszej, w terminie 00 UTC odsetek ten jest znacznie wyższy. Z uwagi na fakt, że średnia wysokość nad poziomem morza tych obszarów wynosi ponad 600 m, na poziomie 850 hPa charakterystyczny jest dobowy przebieg temperatury z maksimum przypadającym w godzinach nocnych.

Wskaźnik TTI

Rozkład częstości indeksu TTI wskazuje skośność lewostronną (rys. 3.16a, b, c, d). Najliczniej reprezentowane są wartości z przedziałów 40–45 i 45–50, których odsetek stanowi około 30% obserwacji. Odsetek wartości wyższych z przedziału 50–55 jest znacznie niższy, poniżej 15% wszystkich obserwacji, natomiast dni z wartościami indeksu TTI z przedziału 55–60 i powyżej 60 stanowią tylko kilka procent dni w roku. W przekroju wschód–zachód (rys. 3.16 a, b) w obu terminach pomiarowych charakterystyczny jest wysoki odsetek pomiarów z wartościami indeksu TTI poniżej 40, obserwowany na stacjach położonych nad Oceanem Atlantyckim (np. Brest). Na stacjach położonych w głębi kontynentu wzrasta odsetek wyższych wartości wskaźnika TTI. W przypadku przedziału 45–50, na stacjach w Legionowie, Charkowie i Moskwie odsetek ten jest większy o 5% w porównaniu do obserwacji w Brzeście. W przekroju północ-południe (rys. 3.16) charakterystyczny jest wysoki odsetek dni z wartościami z przedziału 45–55 obserwowany na stacjach z rejonu alpejskiego (Monachium i Udine). Wysoki odsetek wartości z przedziałów 55–60 i powyżej 60 obserwowano na stacji Ørland (z Półwyspu Skandynawskiego). Porównując rozkłady częstości z obu terminów pomiarowych, w przypadku stacji Legionowo, Charków i Moskwa wyższy odsetek wartości

z przedziału 45–50 obserwowany jest dla pomiarów nocnych. W przypadku stacji Monachium i Udine, a także Ørland sytuacja jest odwrotna. W przypadku wartości z przedziałów 45–50, 50–55 wyższym odsetkiem pomiarów cechują się te z terminu 12 UTC.

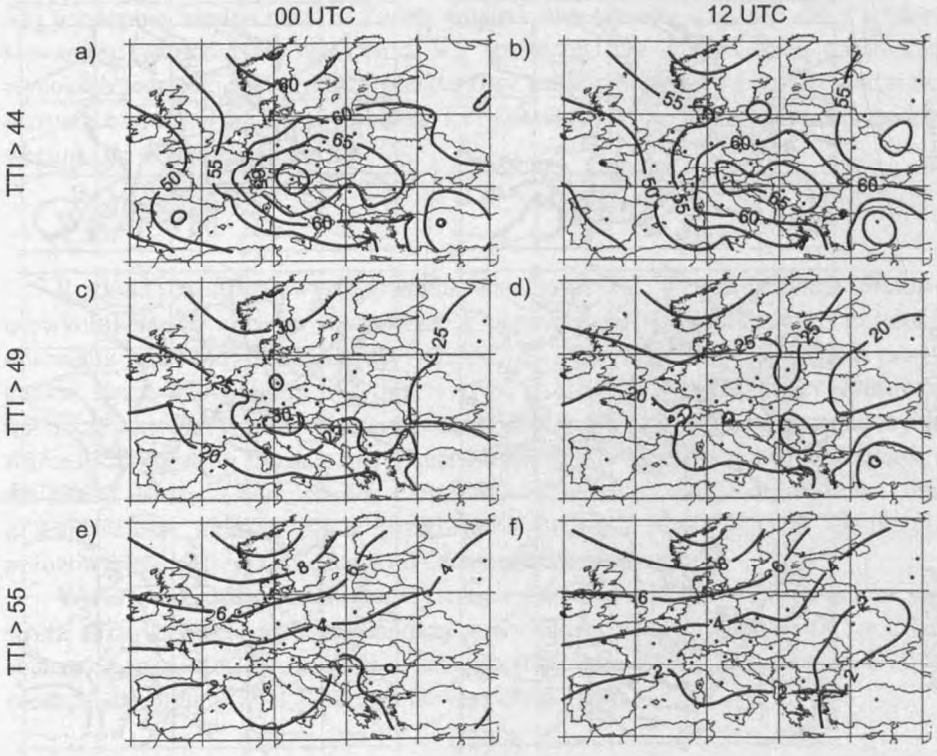


Rys. 3.16 a–d. Rozkład względnej częstości występowania wartości indeksu TTI w Europie dla wybranych stacji w okresie 1973–2007

Fig. 3.16 a–d. Frequency distributions of TTI index in Europe for selected stations in the period 1973–2007

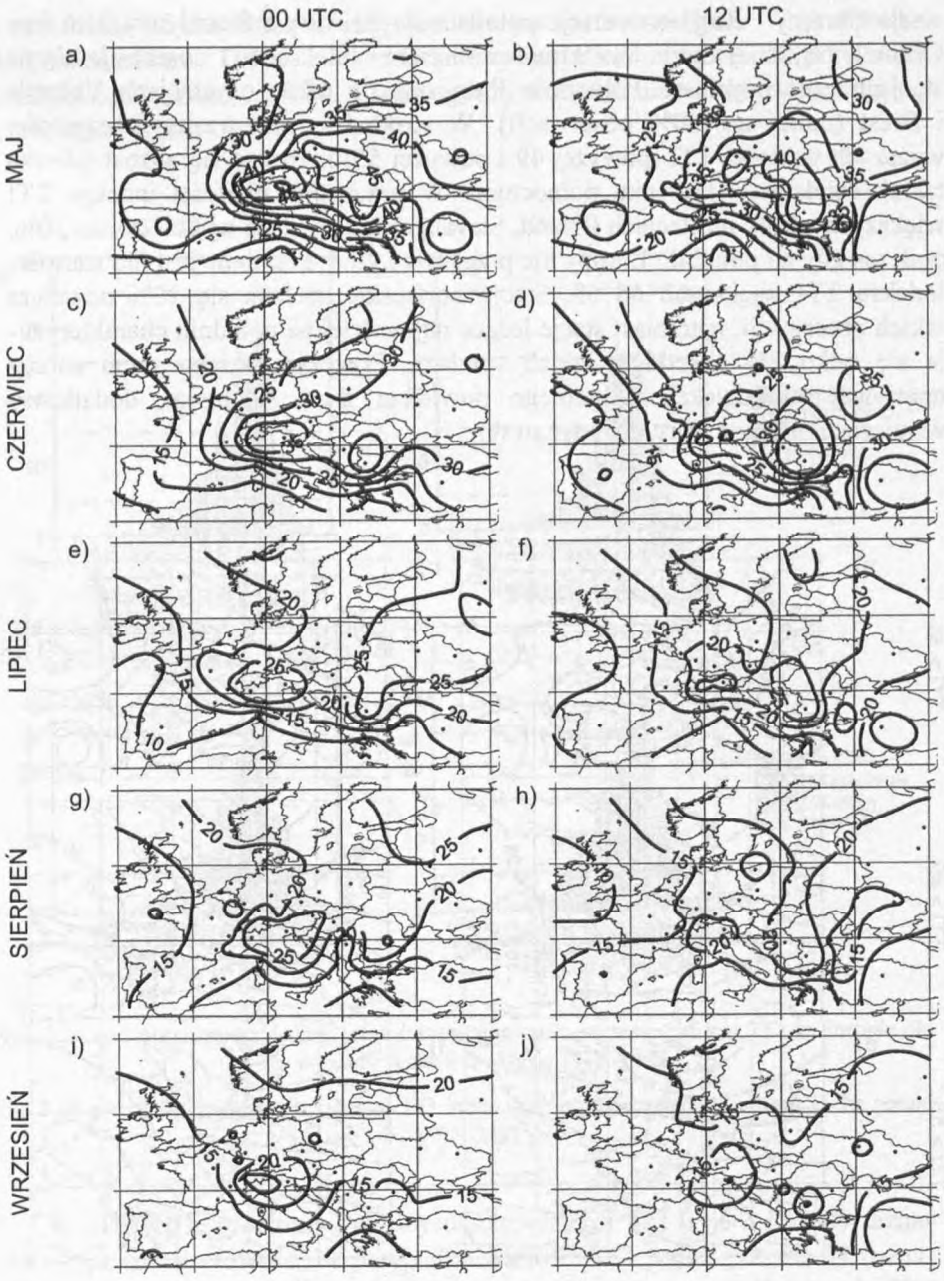
W rozkładzie przestrzennym wysokich wartości TTI (rys. 3.17 a–f) zaznacza się pewna strefowość. W przypadku wartości TTI większych niż 44 (oznacza to warunki dogodne do wystąpienia burz) największa częstość (ponad 65%) obserwowana jest w strefie wyznaczonej przez stacje północnych Włoch, Austrii, Czech, Węgier i Rumunii. Stacje te położone są w obrębie Alp i Karpat. Wyraźnie zaznacza się wpływ orografii na kształtowanie warunków niestabilności atmosfery. Dużą częstością takich wartości indeksu TTI cechują się również

stacje Ukrainy i Rosji oraz stacje położone na Półwyspie Skandynawskim (np. Ørland). Najmniej dni z wysokimi wartościami indeksu TTI obserwuje się na stacjach położonych na Półwyspie Iberyjskim, a także na stacjach Valentia i Brest (mniej niż 50% obserwacji). W rozkładzie przestrzennym częstości wyższych wartości TTI (powyżej 49 i powyżej 55) zaznacza się wzrost odsetka takich sondaży w kierunku północnym. W przypadku wartości indeksu TTI większych od 49, na stacjach Ørland, Stavanger ich częstość wynosi ponad 30%, podczas gdy na południu Europy nie przekracza 20%. Podobnie jest dla wartości indeksu TTI większych od 55. Stacje norweskie cechują się 10% udziałem takich obserwacji, natomiast stacje leżące najbardziej na południu charakteryzują się tylko 2% odsetkiem takich sondaży. Przyczyn takiego stanu należy upatrywać w adwekcji wilgotnego powietrza znad Atlantyku, dodatkowo wznoszonego przez Góry Skandynawskie.



Rys. 3.17 a–f. Rozkład przestrzenny względnej częstości dni z wartościami wskaźnika TTI: > 44,1 (a, b), > 49,1 (c, d), > 55,1 (e, f) w roku w Europie w okresie 1973–2007

Fig. 3.17 a–f. Geographical distribution of frequency of days with TTI index: TTI: > 44 (a, b), > 49 (c, d), > 55 (e, f) in Europe in the period 1973–2007



Rys. 3.18 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami wskaźnika TTI > 49 w miesiącach pory ciepłej w Europie w latach 1973–2007

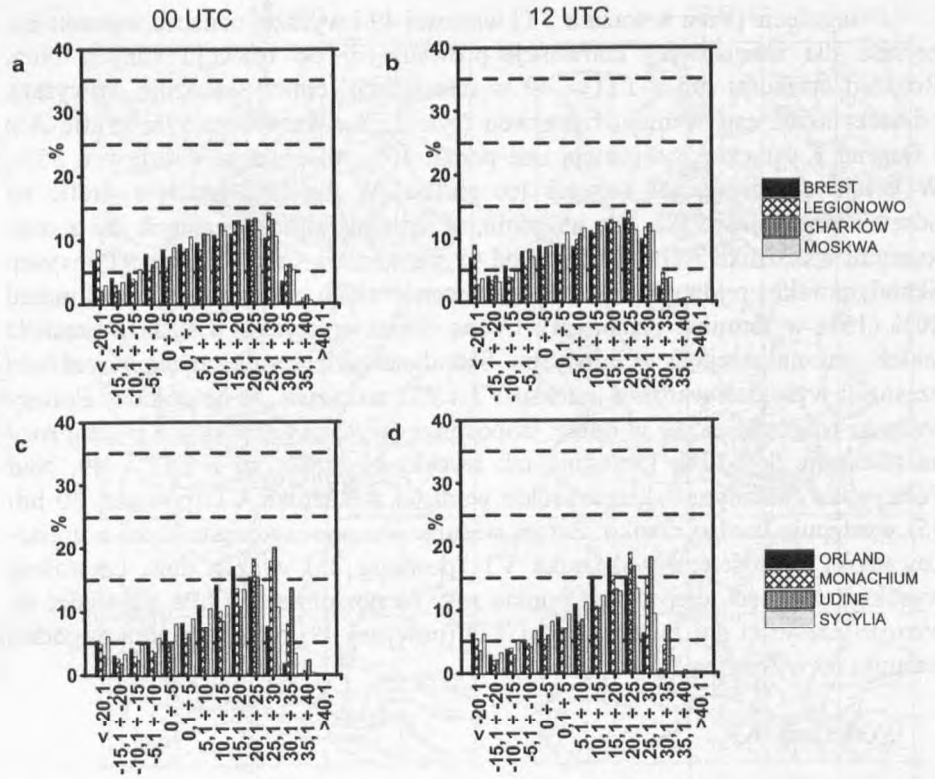
Fig. 3.18 a–j. Geographical distribution of frequency days with TTI index > 49 in summer season in Europe in the period 1973–2007

Osiągnięcie przez wskaźnik TTI wartości 49 i wyższej oznacza warunki korzystne dla intensywnej konwekcji prowadzącej do rozwoju silnych burz. Rozkład częstości dni z TTI > 49 w miesiącach letnich wskazuje najwyższy odsetek takich dni w maju i czerwcu (rys. 3.18 a–j). W maju w strefie Alp i Basenu Karpackiego stanowią one ponad 40% obserwacji, w czerwcu 35%. W kolejnych miesiącach odsetek ten maleje. W lipcu, sierpniu w strefie tej odsetek ten wynosi 25%. We wrześniu, w rozkładzie przestrzennym dni z wartościami wskaźnika TTI większymi od 49, zaznaczają się dwa rejony (Półwysep Skandynawski i rejon Alp), w których odsetek takich obserwacji stanowi ponad 20% (15% w terminie dziennym). Cechą charakterystyczną jest duża częstość takich dni na stacjach z Półwyspu Skandynawskiego. Zestawienie rozkładu częstości wysokich wartości indeksu VT i TTI wskazuje, że na północy Europy warunki wilgotnościowe w dolnej troposferze (wysoka temperatura punktu rosy na poziomie 850 hPa) kształtują tak wysoką częstość dni z TTI > 49. Nad Półwyspem Skandynawskim wysokie wartości wskaźnika VT (powyżej 30 lub 35) występują bardzo rzadko. Zatem stosunkowo wysoka częstość dni z umiarkowanymi wartościami wskaźnika VT (powyżej 25) wraz z dużą częstością wysokich wartości temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa, prowadzi do wzrostu częstości dni z wartościami TTI (powyżej 49) oznaczającymi dogodne warunki do wystąpienia burz.

Wskaźnik KI

Rozkład częstości występowania wskaźnika KI w przedziałach 5-stopniowych również cechuje się asymetrią lewostronną. Największa jego częstość notowana jest w przedziałach 20,1–25 i 25,1–30 (nawet powyżej 15% w przypadku stacji Monachium i Udine – rys. 3.19). Wyższe wartości stanowią mniejszy odsetek (kilka procent), szczególnie na stacjach reprezentujących warunki najbardziej oceaniczne (Brest i Ørland). Porównując rozkład częstości dla stacji Brest, Legionowo i Charków, zauważa się wzrost częstości dni z wartościami indeksu KI z przedziałów 30,1–35 oraz 35,1–40 dla stacji położonych w dalszej odległości od Oceanu Atlantyckiego.

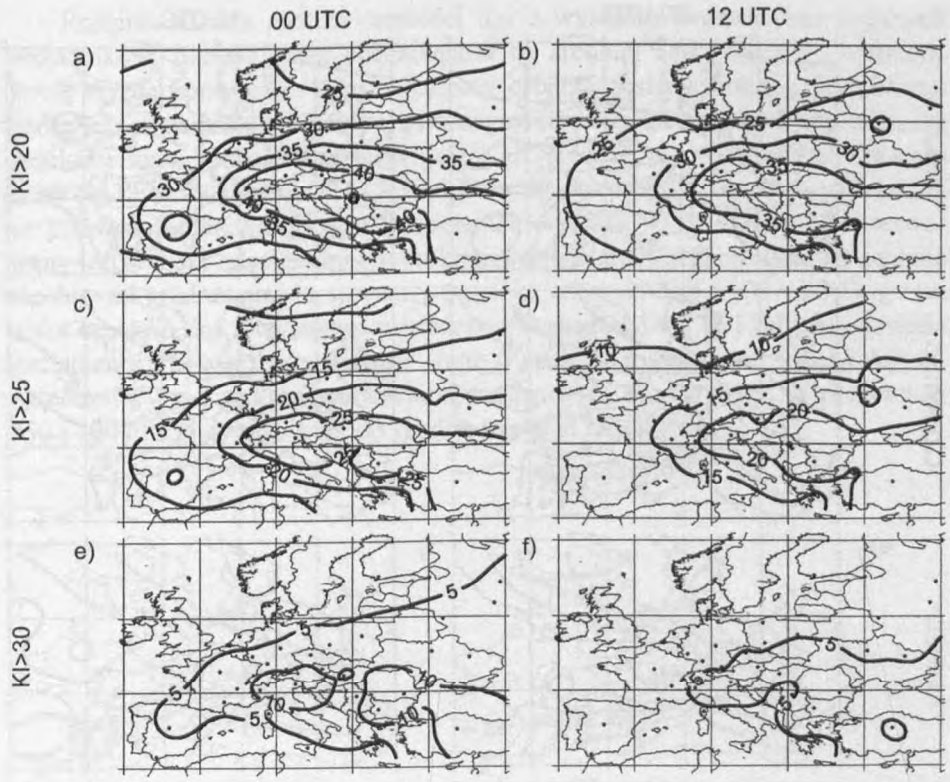
W rozkładzie przestrzennym wysokich wartości KI (rys. 3.20) zaznacza się strefa o najwyższej częstości sondaży z wysokimi wartościami KI (KI > 20,1 stanowi ponad 40% obserwacji z terminu 00 UTC, KI > 25,1, to ponad 20% sondaży, a pomiary z KI > 30,1 stanowią ponad 10%).



Rys. 3.19 a–d. Rozkład częstości względnej występowania wartości indeksu KI dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007

Fig. 3.19 a–d. Frequency distributions of KI index values in selected European stations in period 1973–2007

Strefa ta obejmuje stacje od szwajcarskiego Payerne poprzez stacje północnych Włoch, Monachium, Budapeszt po Bukareszt. Od tego obszaru częstość wysokich wartości KI szybko maleje, szczególnie w kierunku zachodnim i północnym. Natomiast na stacjach z Ukrainy i Rosji częstość ta jest stosunkowo wysoka, tworząc na mapie rozkładu wygięcie izolinii obejmujące wschodnie rejony badanego obszaru. Bardzo wysokie wartości wskaźnika KI (powyżej 30,1) najczęściej obserwowane są (10 %) w terminie nocnym, we wcześniej wskazanej strefie, obejmującej stacje położone w sąsiedztwie Alp oraz Karpat. Najmniejszym odsetkiem (poniżej 5% obserwacji) tak wysokich wartości wskaźnika KI cechują się stacje reprezentujące warunki najbardziej oceaniczne (Valentia, Brest), stacje położone na Półwyspie Skandynawskim oraz stacje położone najbardziej na południu: Gibraltar i Trapani (rys. 3.20 e, f).

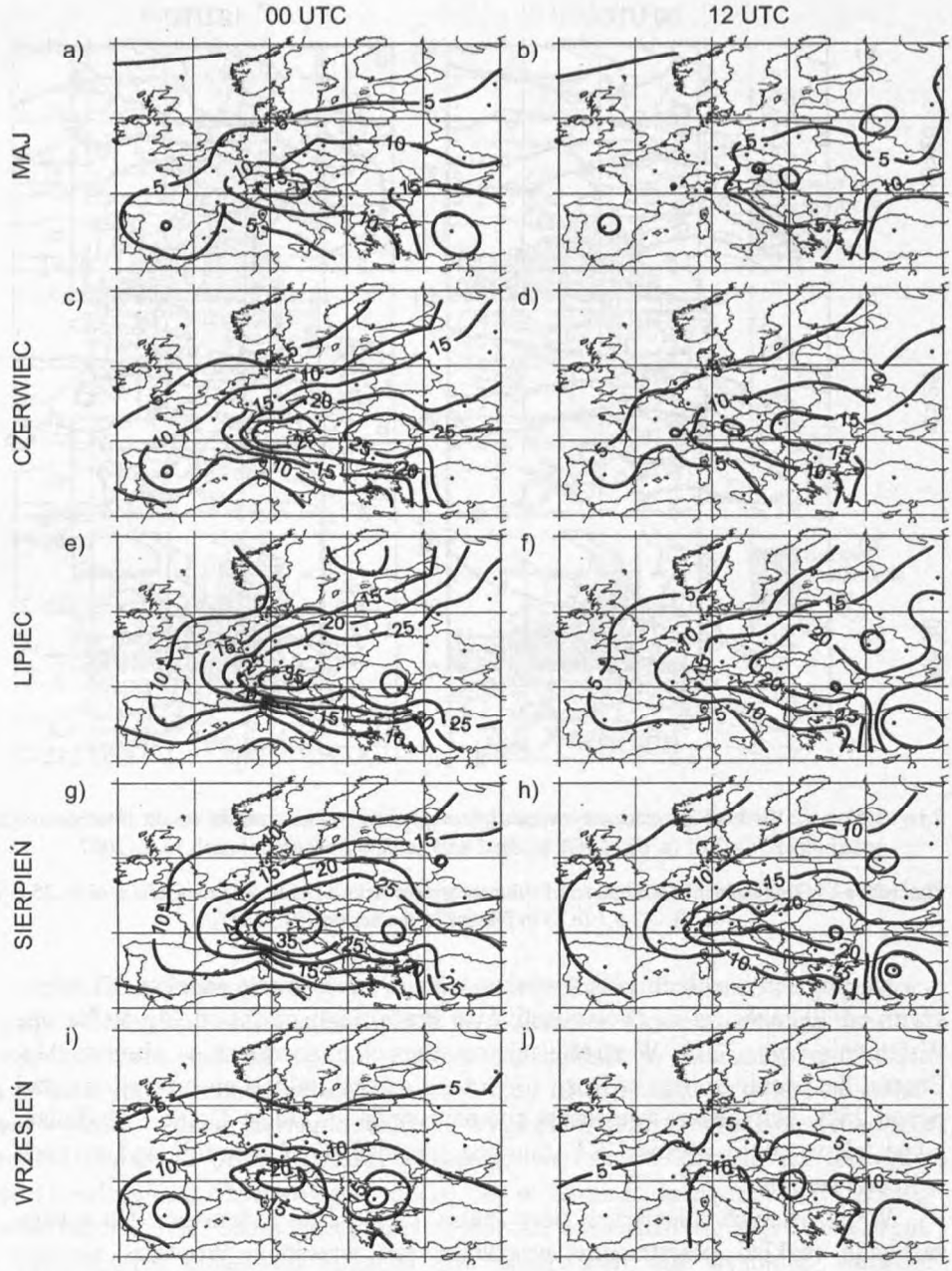


Rys. 3.20 a–f. Rozkład przestrzenny częstości względnej występowania dni z wartościami wskaźnika KI: > 20,1 (a, b), > 25,1 (c, d), > 35,1 (e, f) w Europie w latach 1973–2007

Fig. 3.20 a–f. Geographical distribution of frequency days with KI index: KI: > 20,1 (a, b), > 25,1 (c, d), > 3 5,1 (e, f) in Europe in the period 1973–2007

Na mapach rozkładu przestrzennego dni z wartościami indeksu KI większymi od 30 zaznacza się równoleżnikowa strefa ciągnąca się od Alp po Europę Wschodnią (rys. 3.21). W strefie tej, na stacjach położonych w obrębie Alp, Basenu Karpackiego oraz w Rosji i Ukrainie odsetek takich obserwacji stanowi ponad 25%. Największą częstością charakteryzują się stacje Udine i Mediolan, gdzie tak wysokie wartości KI stanowią ponad 35% obserwacji wykonanych w lipcu i sierpniu.

W pozostałych miesiącach pory letniej częstość ta jest niższa. Na uwagę zasługuje rozkład przestrzenny wskaźnika we wrześniu. Wówczas wzrasta częstość takich obserwacji na stacjach położonych najbardziej na południe badanego obszaru. W Trapani, Ajaccio i Atenach liczba dni z KI > 30,1 przekracza 10% obserwacji, podczas gdy w innych miesiącach stacje te charakteryzują się podobną częstością takich obserwacji, jak te położone na Półwyspie Skandynawskim lub w Europie Zachodniej.



Rys. 3.21 a–j. Rozkład przestrzenny częstości względnej występowania dni z wartościami KI > 30 w Europie w miesiącach letnich w latach 1973–2007

Fig. 3.21 a–j. Geographical distribution of frequency days with KI >30 in Europe in summer season in the period 1973–2007

Przeprowadzona analiza częstości dni z wysokimi wartościami badanych wskaźników, podobnie jak ocena oparta na średniej arytmetycznej, wskazała strefę wyznaczoną przez Alpy i Karpaty cechującą się wysokimi wartościami badanych wskaźników. Dużą częstością obserwacji z wysokimi wartościami indeksów chwiejności charakteryzuje się Ukraina. Różnice pomiędzy wskaźnikiem CAPE a indeksami TTI i KI odnoszą się do stacji położonych najbardziej na południu badanego obszaru. Na stacjach Ajaccio, Rzym i Trapani obserwowany jest wysoki odsetek dni z wysokimi wartościami CAPE. Rejon ten cechuje się dużymi gradientami temperatury (wysoka częstość dni z VT > 30,1), zatem niska częstość dni z wysokimi wartościami wskaźników TTI i KI powodowana jest przez warunki wilgotnościowe. Napływ suchych mas powietrza znad Afryki, zaznaczający się niskimi wartościami temperatury punktu rosy na poziomach 850 i 700 hPa, przyczynia się do spadku wartości indeksów KI i TTI.

4. REGIONALIZACJA WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI NAD EUROPĄ

Analiza warunków chwiejności atmosfery pozwoliła dostrzec ich przestrzenne zróżnicowanie. Silnie zarysowany jest spadek wartości chwiejności atmosfery z południa na północ Europy, a także ze wschodu na zachód. Najwyższe wartości wykorzystanych wskaźników zaznaczają się wyraźnie w północnych Włoszech, a także w Basenie Karpackim: Budapeszt, Bukareszt. Istnieje zatem możliwość wydzielenia regionów klimatycznych Europy różniących się niestabilnością atmosfery.

Klasyfikacja ma na celu uporządkowanie określonej puli obiektów pod względem podobieństwa i wyróżnienia zbiorów jednostek podobnych. Dzięki takiemu postępowaniu uzyskuje się pewną organizację i uogólnienie badanej rzeczywistości. W klimatologii efektem takiego podejścia są regionalizacje klimatyczne np.: Köppena, Gorczyńskiego i Alisowa (Martyn 1985). Zostały one oparte na szeregu parametrów klimatycznych, jednak krytykowane są za stosunkowo dużą subiektywność, szczególnie w doborze kryteriów wyróżniania poszczególnych typów klimatu. W procesie wyróżniania regionów (typów) klimatu stosowane są metody analizy wielowymiarowej, obejmującej metodę składowej głównej, analizę kanoniczną oraz analizę skupień. W wielu pracach metody te wykorzystuje się równolegle. Porównuje się otrzymane regionalizacje, bądź też wykorzystuje się obie metody komplementarnie, tzn. na podstawie części zmiennych wydziela się główne regiony, korzystając z metody składowych głównych, natomiast w ich obrębie tworzy się dalsze podregiony, wykorzystując metody analizy skupień. Przykładem regionalizacji z użyciem analizy składowych głównych jest regionalizacja pogranicza USA i Meksyku (Comrie i Glenn 1998). Opierając się na rozkładzie przestrzennym 9 pierwszych wektorów własnych autorzy wydzielili 9 regionów opadowych na podstawie danych z 309 stacji. Podobne podejście zastosowano przy regionalizacji mniejszych obszarów, np. dla poszczególnych krajów europejskich Mallants i Feyen (1990) dokonali regionalizacji pogranicza Belgii i Francji pod względem sum dobowych opadów atmosferycznych, wydzielając trzy regiony opadowe, Ehrendorfer

(1986) wydzielił na obszarze Austrii regiony opadowe w podziale na porę letnią i zimową, Baeriswyl i Rebetez (1996) wydzielili na obszarze Szwajcarii 5 regionów różniących się reżimem opadowym. Podejście komplementarne, z wykorzystaniem obu metod, zastosowali Fovell i Fovell (1993). Na podstawie średniej miesięcznej temperatury i miesięcznych sum opadów z 344 stacji z całego terytorium USA wydzielili 3 główne regiony klimatyczne, a w dalszej kolejności, bazując na wynikach analizy skupień, wyróżnili dalsze podregiony. Grupowanie stacji i wydzielanie regionów klimatycznych z użyciem analizy skupień można przeprowadzić dla różnych skal przestrzennych i różnej liczby zmiennych. Gong i Richman (1994), opierając się na danych z 766 amerykańskich stacji pomiarowych, pogrupowali stacje w 16 klastrów, stosując różne metody wyliczania odległości i grupowania. Dla Europy podobne grupowanie przeprowadzili Gerstengarbe i in. (1999) oraz Smolec (2007), wykorzystując metodę k-średnich podzielili zebrane stacje na z góry przyjętą liczbę grup, wyznaczając odpowiednio 11 i 5 stref. Dla obszaru Polski analiza skupień posłużyła do wydzielenia regionów burzowych (Bielec-Bąkowska 2003, Kolendowicz 2005) oraz do wyróżnienia regionów występowania pokrywy śnieżnej i zachmurzenia (Bednorz i in. 2001).

Wynikiem stosowania metod analizy skupień bądź metody składowych głównych jest pogrupowanie obiektów w klasy. Obiekty zaliczone do danej klasy cechują się dużym podobieństwem względem badanych cech. W badaniach klimatologicznych obiektami są stacje meteorologiczne. Jeżeli zaliczone do określonej klasy stacje cechuje przestrzenne sąsiedztwo, stanowią one region klimatyczny.

Analiza składowych głównych zakłada redukcję macierzy danych wejściowych. W wyniku otrzymuje się nowe zmienne – składowe główne, które są wektorami znormalizowanymi, wartości własne oznaczające wariancje tłumaczone przez poszczególne składowe główne oraz wektory własne będące współczynnikami korelacji pomiędzy starymi i nowymi zmiennymi (Wibig 1990, 2001). Największa część wariancji tłumaczona jest przez kilka pierwszych składowych głównych. Wyboru, ile składowych głównych należy użyć do dalszej analizy, można dokonać np. w oparciu o kryterium Gutmana tj. wybiera się te wektory, których wartości własne są większe bądź równe 1 (Horel 1981).

Z uwagi na przestrzenną ortogonalność wadą składowych głównych jest ich duża zależność od danych wejściowych, co uniemożliwia fizyczną interpretację ich wartości. Aby uniknąć tego problemu, składowe główne poddaje się rotacji, uzyskując zwiększenie zróżnicowania między poszczególnymi ładunkami. Jedną z technik rotacji jest metoda *varimax* (Kaiser 1958), która polega na maksymalizacji wariancji kwadratów współczynników korelacji pomiędzy wszystkimi parami zrotowanych składowych głównych. Dane w analizie składowych głównych można rozpatrywać jako szeregi czasowe, jako szeregi przestrzenne, lub rozpatrywać szereg wielu zmiennych dla określonego punktu w określonym momencie czasowym.

W pracy analizę składowych głównych zastosowano do danych w szeregu przestrzennym (tzw. R-mode za Richmanem 1986). Grupowanie stacji radiosondażowych oparto na wartościach pierwszej składowej głównej, gdyż stanowi ona wysoki ładunek informacji pierwotnej wnoszonych przez wszystkie zmienne (w każdej regionalizacji pierwsza składowa główna tłumaczy ponad 90% wariancji wartości, podczas gdy druga około 5%, a trzecia około 1%). Uporządkowane liniowo wartości składowej głównej podzielono, stosując kryterium mediany i wartości pierwszego i trzeciego kwartyla. W ten sposób w każdej klasyfikacji, na podstawie wartości mediany, wyróżniono dwie główne klasy (oznaczane 1 i 2) o wysokich i niskich wartościach warunków niestabilności. W obrębie wyróżnionych klas, na podstawie wartości pierwszego i trzeciego kwartyla, wydzieloną wcześniej klasę obiektów podzielono na dwie podgrupy (w każdej grupie oznaczonej symbolami a i b) o najwyższych i najniższych wartościach warunków chwiejności (Kaczmarek i Parysek 1977). Autor przeprowadził również próbę wydzielenia regionów dla szeregów czasowych (podejście S-mode), wykorzystując serie czasowe średnich miesięcznych poszczególnych wskaźników z lat 1973–2007. Ze względu na małą liczbę stacji w stosunku do rozpatrywanego obszaru, takie podejście nie pozwalało na czytelne wydzielenie regionów klimatycznych. Istotą analizy skupień jest wykrycie określonych grup badanych obiektów (stacji pomiarowych) w przestrzeni na podstawie analizy zbioru odległości pomiędzy badanymi obiektami. Podobnie jak w przypadku składowych głównych, punktem wyjścia w analizie skupień jest macierz danych o wymiarach $m \times p$, gdzie m jest liczbą badanych obiektów (stacji radiosondażowych), a p jest liczbą uwzględnianych cech. Macierz ta służy do wyliczenia odległości pomiędzy badanymi obiektami. Obiekty o najmniejszej odległości łączymy w grupy według z góry ustalonego kryterium. W następnym kroku wylicza się powtórnie odległości pomiędzy obiektami i do już utworzonych grup dołącza się kolejne o najniższych odległościach. Czynności te powtarza się aż do połączenia wszystkich grupowanych obiektów w dwa skupienia. Łączenia obiektów dokonuje się według ustalonego kryterium np. najbliższego sąsiedztwa, najdalszego sąsiedztwa, mediany, średniej grupowej, środka ciężkości, metody Warda. Grupowanie obiektów dokonywane jest na podstawie macierzy odległości np.: odległości euklidesowych, kwadratu odległości euklidesowych, odległości miejskiej (Manhattan), odległości Czybyszewa, odległości potęgowych.

W pracy wykorzystano macierz odległości euklidesowej $D = \{d_{ik}\}$ wyliczoną na podstawie następującej formuły (Kaczmarek i Parysek 1977):

$$d_{ik} = \sqrt{\sum_{i=1}^{p} (y_{ij} - y_{kj})^2}, \tag{4.1}$$

gdzie:

y_{ij} – wartość j-tej cechy dla i-tego obiektu.

Grupowania obiektów dokonano, wykorzystując metodę Warda. W metodzie tej łączy się takie skupienia S_1 i S_2, które jako całość (S_r) zapewniają minimum sumy kwadratów odległości od środka ciężkości nowego skupienia, które tworzą. Do grupowania obiektów wykorzystano analizę dendrytu połączeń. Odległość krytyczną, która posłużyła jako kryterium wyboru regionów, dobrano z wykresu prezentującego zmiany wartości odległości w kolejnych krokach grupowania (rys. 4.1 A, B, 4.2 A, B, 4.3 A, B). W 35 kroku następuje wyraźny wzrost wartości odległości. Wartość ta stanowi granicę, na której zaprzestano dalszego grupowania. Pierwsze rozgałęzienie przyjęto do wydzielenia dwóch głównych klas, a dalsze rozgałęzienia stanowią kryterium wydzielenia, w obrębie wydzielonej klasy, dwóch klas drugiego rzędu. Jeżeli stacje z danej klasy (lub klasy drugiego rzędu) sąsiadują ze sobą stanowią one region klimatyczny (podregion klimatyczny). W nomenklaturze wyróżnionych regionów cyfry oznaczają główne regiony, natomiast oznaczenia literowe przypisano wyróżnionym podregionom.

Regionalizacji klimatycznej dokonano na podstawie trzech macierzy danych wejściowych. W pierwszym przypadku grupowanie oparto na wieloletnich średnich miesięcznych wskaźników VT, TTI i KI z miesięcy maj–wrzesień. Kolejną regionalizację oparto na wartościach średnich miesięcznych indeksu CAPE oraz częstościach dni z CAPE > 0 J kg^{-1} i CAPE > 100 J kg^{-1}. W obu przypadkach wymiary macierzy danych wejściowych były takie same. Ostatnia regionalizacja oparta jest o wszystkie zmienne tj. średnie miesięczne indeksów VT, TTI, KI i CAPE oraz częstość CAPE > 0 J kg^{-1} i CAPE > 100 J kg^{-1}. Tak zestawione macierze danych wejściowych poddano standaryzacji, a następnie dokonano próby wydzielenia regionów klimatycznych, wykorzystując metodę składowych głównych i metodę analizy skupień.

Pierwsza próba regionalizacji warunków chwiejności, wykonana na podstawie wskaźników VT, KI i TTI z zastosowaniem metody analizy skupień, pozwoliła na wydzielenie dwóch głównych klas (1 i 2 na rys. 4.1 A), w których obrębie, zgodnie z przyjętym kryterium, wyróżniono po dwie klasy drugiego rzędu oznaczonych literami a i b (rys. 4.1 A). Stacje z poszczególnych klas pierwszego i drugiego rzędu sąsiadują ze sobą, w związku z tym można wyróżnić dwa główne regiony (na podstawie klasy pierwszego rzędu), a w ich obrębie podregiony (na podstawie wydzielonych klas drugiego rzędu).

Region 1 obejmuje stacje położone na południe od 50° N, cechujące się wysokimi wartościami użytych wskaźników (rys. 4.1 C). W obrębie tego regionu wyróżniono dwa podregiony:

a) podregion 1a obejmujący stacje obszaru Alpejskiego (Udine, Mediolan, Payerne, Monachium) oraz stacje położone w sąsiedztwie Karpat (Praga, Budapeszt, Bukareszt) cechujące się najwyższymi wartościami wskaźników KI i TTI,

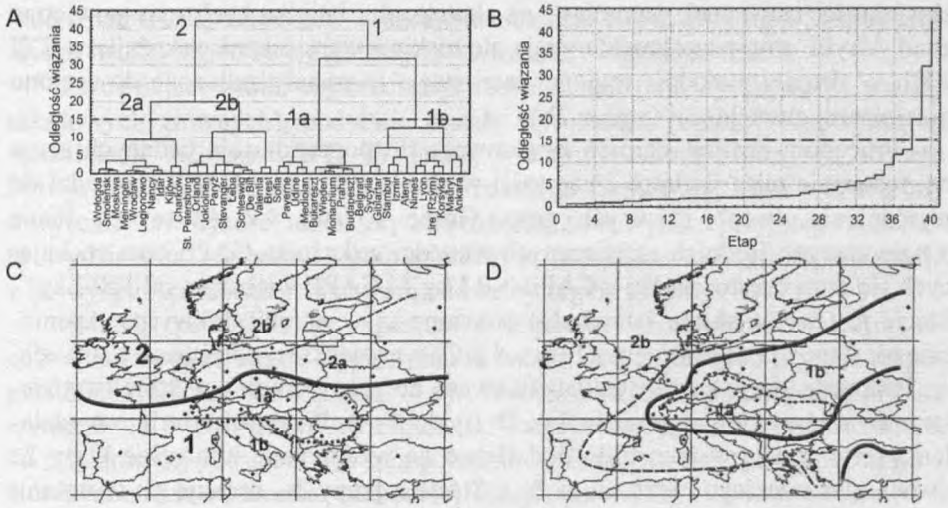
b) podregion 1b obejmujący pozostałe stacje regionu 1 położone w obrębie Morza Śródziemnego charakteryzujące się wysokimi wartościami wskaźnika

VT, przy niższych wartościach wskaźników KI i TTI w porównaniu z wyróżnionym podregionem 1a.

Region 2 obejmuje stacje położone na północ od wskazanego równoleżnika. Można w nim wyróżnić dwa podregiony:

a) podregion 2a obejmujący obszar od zachodnich Niemiec po stacje na wschodzie Europy (Moskwa, Wołogda),

b) podregion 2b obejmujący stacje zachodniej i północnej Europy, cechujące się największą stabilnością.



Rys. 4.1. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych VT, TTI i KI: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych

Fig. 4.1. Regionalization of instability conditions in Europe based on mean monthly values of VT, TTI, KI indices: A – the tree clustering, B – Euclidian distance according to steeps of clustering, C – created geographical region using Ward's method, D – created geographical region using principle component analysis

Analiza składowych głównych pozwala na wydzielenie dwóch głównych regionów, a w ich obrębie po dwa podregiony. Region 1 (rys. 4.1 D), cechujący się wysokimi wartościami omawianych wskaźników, obejmuje podłużną strefę od południowo-wschodniej Francji poprzez północne Włochy, obszar Karpacki po Ukrainę i Rosję. W obrębie tego regionu wyróżniono podregion 1a obejmujący stacje z rejonu Alpejskiego i Karpackiego. Region 2 obejmuje obszary Europy Zachodniej i Północnej, a także stacje z rejonu Morza Śródziemnego. W regionie 2 wyróżniono dwa podregiony 2a i 2b. Region 2b obejmuje stacje z północy kontynentu, zachodniej Europy, a także Gibraltar, Trapani i Ateny. Są

to stacje cechujące się najniższymi wartościami wskaźników KI i TTI, poza Gibraltarem, Trapani na Sycylii i Atenami, które cechują się dużymi wartościami średnich miesięcznych wskaźnika VT.

Obie metody wydzielenia regionów klimatycznych wskazały podobnie obszar o najwyższych wartościach chwiejności atmosfery – podregion 1a (rys. 4.1 C i D). Natomiast różnica zaznacza się w podziale na regiony główne 1 i 2. W przypadku metody analizy skupień wyróżniony region 1 (o dużej chwiejności atmosfery) obejmuje stacje najbardziej południowe (Gibraltar, Trapani na Sycylii i Ateny), które cechują się wysokimi wartościami jedynie indeksu VT, tj. chwiejności statycznej, natomiast, na skutek adwekcji suchych mas powietrza znad Afryki, stacje te charakteryzują się niskimi wartościami wskaźników TTI i KI. W drugiej metodzie regionalizacji stacje te zostały zaliczone do regionu o najniższej chwiejności (region 2b).

Procedura analizy skupień zastosowana do pogrupowania badanych stacji na podstawie miar średnich i częstości wartości wskaźnika CAPE prowadzi do wyróżnienia dwóch głównych grup. Grupę 1 (rys. 4.2 A) tworzą stacje o najwyższych średnich miesięcznych wartości wskaźnika CAPE oraz cechujących się dużą częstością dni z CAPE > 0 J kg^{-1} i CAPE większym od 100 J kg^{-1}. Stacje te (za wyjątkiem Istambułu) położone są w obrębie Półwyspu Apenińskiego, stanowią zatem region 1 (rys. 4.2 C) o największej chwiejności atmosfery. Pozostałe stacje zostały zaklasyfikowane do grupy drugiej, w której wydzielono dwie klasy drugiego rzędu 2a i 2b (rys. 4.2 A). Przyjęte kryterium wydzielania grup obiektów pozwoliło dodatkowo na wydzielenie w obrębie klasy 2a dwóch klas trzeciego rzędu ($2a_1$ i $2a_2$). Stacje z grupy $2a_1$ cechują się wysokimi wartościami wskaźnika CAPE na tle wszystkich stacji grupy 2, jednak z uwagi na brak przestrzennej ciągłości istnieje potrzeba na wyróżnienie dwóch podregionów: zachodniego i wschodniego – oznaczonych odpowiednio „$2a_1$zachodni" i „$2a_1$wschodni". Region zachodni tworzony jest przez trzy stacje Lyon, Payerne i Korsykę, natomiast region wschodni tworzą stacje Basenu Karpackiego i Ukrainy (rys. 4.2 C). Analizując hierarchiczne drzewo połączeń, stacja w Istambule zaliczona została do grupy pierwszej 1a. Z uwagi na przyjęte założenie, że stacje tworzące region powinny sąsiadować ze sobą, w przypadku Istambułu na mapie wyróżnionych regionów (rys. 4.2 C) nie wyznaczono regionu 1 w obrębie tej stacji. Stacja ta zaliczona do grupy pierwszej, na mapach wydzielonych regionów zaliczona została do regionu „$2a_1$wschodni" z uwagi na bliskie sąsiedztwo i wysokie wartości średnich miesięcznych CAPE, jakimi się charakteryzuje. Do grupy 2b cechującej się najsłabszą chwiejnością atmosfery, zostały zaliczone stacje z Europy Zachodniej i z Półwyspu Skandynawskiego oraz Ankara i Ateny. Dlatego wyróżniono region 2b północny i 2b południowy (rys. 4.2 C).

Analiza składowych głównych zastosowana do pogrupowania badanych stacji na podstawie miar średnich i częstości wartości wskaźnika CAPE wyróżniła region 1, o wysokich wartościach CAPE, obejmujący stacje od Gibraltaru po

Ukrainę. W obrębie tej grupy, na podstawie kryterium pierwszego kwartyla, wydzielono podgrupę stacji o najwyższych wartościach chwiejności atmosfery. Jednak stacje tworzą dwa regiony, oznaczone jako region 1a zachodni, obejmujący rejon Półwyspu Apenińskiego, oraz region 1a wschodni, obejmujący obszary Ukrainy, a także Budapeszt i Istambuł. Region 2 obejmuje stacje z obszaru od Półwyspu Iberyjskiego, poprzez północną Francję, Niemcy, Polskę po Rosję, a także Skandynawię. W obszarze tym charakterystyczne jest stopniowe zmniejszanie się chwiejności z południa na północ. Wydzielono tutaj dwa podregiony. Podregion 2a stanowi podłużną strefę od Paryża po Moskwę i Wołogdę w Rosji. Stacje najbardziej zachodnie w badanym obszarze i te z Półwyspu Skandynawskiego tworzą region 2b o najniższych wartościach wskaźnika CAPE.

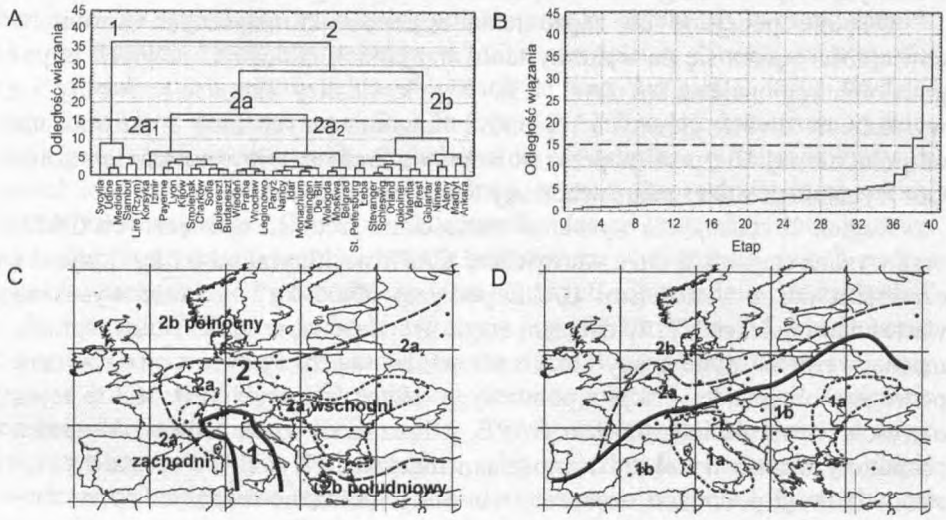
Porównując wyniki regionalizacji z obu metod (analizy skupień i analizy składowych głównych), podobnie zostały wyróżnione regiony o najwyższych wartościach indeksu CAPE. W jednej i drugiej metodzie stacje z obszaru Półwyspu Apenińskiego z Basenu Karpackiego i z Ukrainy stanowią regiony o wysokiej chwiejności atmosfery z tą różnicą, że w wyniku przyjętego schematu wydzielania regionów i podregionów w metodzie analizy skupień stacje z Półwyspu Apenińskiego stanowią oddzielny region główny.

Ostatnie podejście do zagadnienia regionów klimatycznych warunków chwiejności opiera się na wykorzystaniu wszystkich zmiennych użytych w poprzednich regionalizacjach (rys. 4.3). Wyniki analizy skupień pozwoliły na wyróżnienie dwóch głównych regionów, rozgraniczonych linią poprowadzoną od południowej Hiszpanii poprzez południową Francję, Alpy, następnie wzdłuż Gór Dynarskich w kierunku zachodniej Turcji (rys. 4.3 C).

Region 1, cechuje się wysokimi wartościami średnich miesięcznych CAPE oraz wysoką częstością dni z wartościami CAPE większymi od 0 J kg^{-1}, wysoką częstością dni z wartościami CAPE powyżej 100 J kg^{-1}, a także wysokimi wartościami indeksu VT. W dalszym etapie grupowania, w obrębie tego regionu, można wyróżnić dwie grupy stacji radiosondażowych. Pierwsza grupa tworzy podregion obejmujący stacje z północnych Włoch i Korsyki (1a). Jest to rejon o wysokich wartościach indeksu CAPE, jednocześnie stacje Udine i Mediolan charakteryzują się wysokimi wartościami indeksów KI i TTI. Pozostałe stacje stanowią drugi podregion oznaczony 1b. Stacje położone na północ od wyznaczonej linii głównego podziału stanowią region 2. W obrębie tego regionu wyznaczono subregion 2a obejmujący obszar Półwyspu Iberyjskiego, środkową Francję, południowe Niemcy i południową Polskę, a także stacje Bukareszt, Budapeszt, Pragę oraz stacje rosyjskie i ukraińskie. Podregion ten cechuje się umiarkowanymi wartościami wskaźnika CAPE, które maleją z południa na północ i ze wschodu na zachód, podobnie jak częstość dni z CAPE większym od zera oraz częstość dni z wysokimi wartościami indeksu CAPE. Również w tym obszarze występują wysokie wartości KI i TTI (z najwyższymi wartościami na stacjach Basenu Karpackiego). Rozgraniczeniem podregionów 2a i 2b jest linia

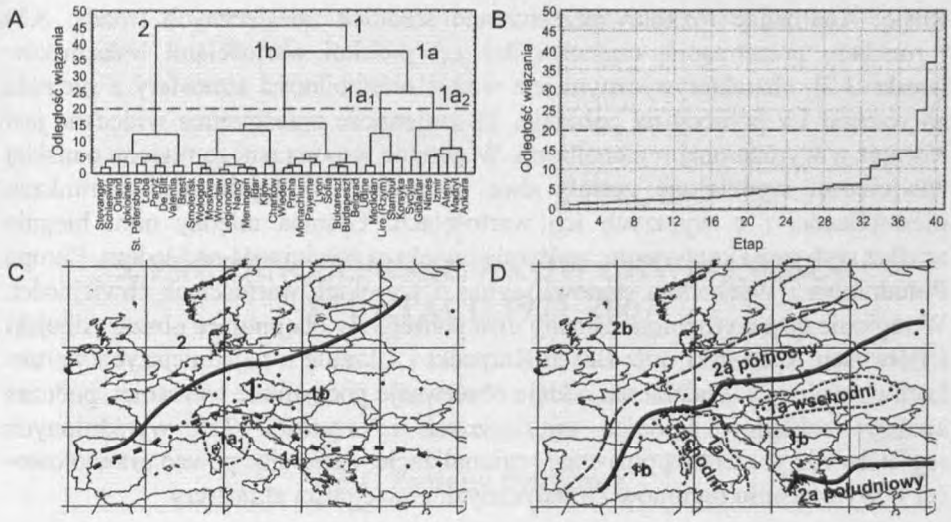
wzdłuż wybrzeży kontynentu od zachodniej Francji po St. Petersburg. Na północ od tej linii leży obszar o najniższych wartościach CAPE, KI i VT.

Stosując metodę składowych głównych (rys. 4.3 D), wyróżniony region 1, o najwyższych wartościach chwiejności atmosfery, obejmuje Europę Południową i Wschodnią. Wyznaczony jest przez stacje z Półwyspu Apenińskiego, Sycylii i Korsyki, stacje z Europy Środkowej (Praga, Budapeszt, Bukareszt), stacje Ukrainy (Kijów i Charków) i Rosji (Smoleńsk i Moskwa). W obrębie tego regionu wydzielono podgrupę stacji o najwyższych wartościach wskaźników niestabilności atmosfery. Stacje te tworzą dwa podregiony – oznaczone odpowiednio „1a zachodni", obejmujący rejony Półwyspu Apenińskiego Alpy, oraz region „1a wschodni", obejmujący stacje z Ukrainy oraz Budapeszt. Pozostałe stacje stanowią region 2, który cechują słabsze warunki chwiejności. Obejmuje on stacje zachodniej i środkowej Francji, Niemiec, Polski i stacje z Półwyspu Skandynawskiego. Grupę tę na podstawie kryterium trzeciego kwartyla podzielono na dwie podgrupy: stacje o umiarkowanych warunkach chwiejności (2a) i słabych warunkach chwiejności 2b. Stacje z grupy 2a obejmują obszar od Półwyspu Iberyjskiego po Jokioinen w Finlandii.



Rys. 4.2. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych CAPE, częstości CAPE > 0 J kg^{-1}, częstości CAPE > 100 J kg^{-1}: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych

Fig. 4.2. Regionalization of instability conditions in Europe based on mean monthly values of CAPE, frequency of CAPE > 0 J kg^{-1}, frequency of CAPE > 100 J kg^{-1}: A – the tree clustering, B – Euclidian distance according to steeps of clustering, C – created geographical region using Ward's method, D – created geographical region using principle component analysis



Rys. 4.3. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych CAPE, VT, TTI, KI, częstości CAPE > 0 J kg^{-1}, częstości CAPE > 100 J kg^{-1}: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych

Fig. 4.3. Regionalization of instability conditions in Europe based on mean monthly values of VT, TTI, KI, CAPE indices, frequency of CAPE > 0 J kg^{-1}, frequency of CAPE > 100 J kg^{-1}: A – the tree clustering, B – Euclidian distance according to steeps of clustering, C – created geographical region using Ward's method, D – created geographical region using principle component analysis

Podsumowując przeprowadzoną procedurę grupowania wybranych stacji w regiony warunków chwiejności atmosfery nad Europą, należy stwierdzić, że zastosowane metody pozwoliły w sposób obiektywny wydzielić regiony cechujące się różną intensywnością niestabilności atmosfery. Dwie metody klasyfikacji, zastosowane do różnych zmiennych charakteryzujących rozkład przestrzenny warunków chwiejności atmosfery, doprowadziły do odmiennych regionalizacji klimatycznych. Na podkreślenie zasługuje fakt, że we wszystkich podejściach podobnie zostały wyróżnione podregiony o najwyższych wartościach użytych wskaźników chwiejności. Natomiast stacje z Europy Zachodniej i Półwyspu Skandynawskiego w każdej klasyfikacji zaliczone były do regionu o najsłabszych warunkach chwiejności.

Najlepiej, w opinii autora, zmienność przestrzenną warunków chwiejności oddaje regionalizacja z użyciem analizy składowych głównych przeprowadzona dla wartości indeksów VT, KI, TTI oraz CAPE (rys. 4.3 D). W obrębie kontynentu europejskiego wydzielono dwa główne regiony o wysokiej i niskiej chwiejności atmosfery. Region o niskiej chwiejności atmosfery, obejmujący Europę Zachodnią i Północną, wyznaczony został przez granicę o przebiegu od Półwyspu Iberyjskiego, wzdłuż Równin Europejskich po północno-zachodnią

Rosję. Analizując rozkłady przestrzenne średnich miesięcznych (rozdz. 3.1) i rozkłady przestrzenne częstości dni z wysokimi wartościami wskaźników (rozdz. 3.2), charakterystycznym jest wzrost niestabilności atmosfery z zachodu na wschód i z północy na południe. Ta zmienność przestrzenna widoczna jest również w wyróżnionej regionalizacji. W obrębie wspomnianego regionu o niskiej chwiejności wydzielone zostały dwa podregiony o najniższych warunkach niestabilności i o wyższych ich wartościach. Granica między nimi biegnie wzdłuż wybrzeży kontynentu, wskazując większą chwiejność nad lądem. Europa Południowa i Wschodnia stanowi region o wysokich wartościach chwiejności. W regionie tym wyróżnione zostały dwa podregiony obejmujące obszar Alpejski i Półwysep Apeniński oraz Basen Karpacki i Ukrainę o najsilniejszych warunkach chwiejności. Podział ten oddaje obserwacje poczynione wcześniej, podczas analizy rozkładów średnich miesięcznych i częstości. Tak wyróżnionych regionów nie prezentują pozostałe regionalizacje, zacierając pewne prawidłowości w wyróżnianiu regionów klimatycznych chwiejności atmosfery.

5. ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI W LATACH 1973–2007

5.1. Zmiany cykliczne

Badanie zmienności szeregów czasowych jest często stosowaną metodą w klimatologii. Pozwala ona oszacować wpływ szeregu czynników zewnętrznych (aktywności słonecznej, zmian parametrów orbity ziemskiej, sił pływowych Słońca i Księżyca) i wewnętrznych (zmian parametrów fizycznych Ziemi oraz wzajemnego oddziaływania układu ocean-atmosfera) na system klimatyczny. W badaniach nad cyklicznością zmian temperatury w Europie i Polsce najczęściej wskazane są cykle: 2,3 i 7,7-letni (Malcher i Schönwiese 1987), 9–13 i 17–21-letni (Trepińska 1992), 8 i 100-letni (Boryczka i Stopa-Boryczka 2007) oraz półroczny i 7,3-letni (Fortuniak 2000).

Cykliczność można zaobserwować również w przebiegu innych elementów meteorologicznych. Sumy miesięczne i roczne opadów w Polsce cechują się istnieniem cyklu 2,3 oraz 5-letniego (Trepińska 1986, Kożuchowski i Wibig 1998), przy czym cykle mają charakter regionalny i nie można wyników odnieść do całej Europy. Badanie wpływu cyrkulacji na zmienność opadów w Europie wskazuje na małą zależność anomalii sum miesięcznych opadów w lecie od cyrkulacji, co utrudnia interpretację zmienności opadów poprzez ocenę cykliczności typów cyrkulacji (Wibig 2001). Z badań nad zmiennością burz w Polsce wynika zmienność ich liczby w cyklu 5 letnim (Bielec 1998, 1999, Bielec-Bąkowska 2003) wraz ze wzrostem liczby dni z wysokimi wartościami ciśnienia pary wodnej (Kolendowicz 1999).

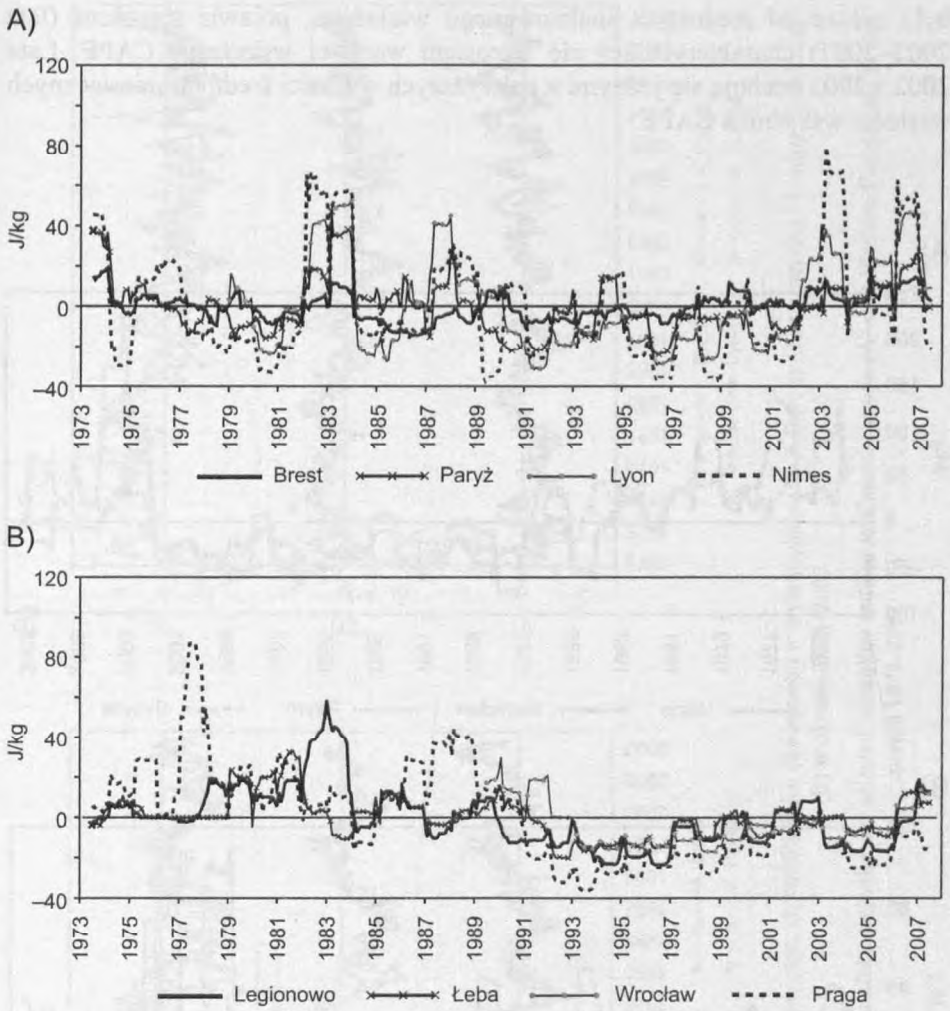
Cykliczność opadów atmosferycznych, zwłaszcza pory letniej, może zależeć od zmienności warunków chwiejności. Nasuwa się zatem pytanie o cykliczność chwiejności nad Europą.

5.1.1. Przebieg średnich miesięcznych wartości wybranych wskaźników chwiejności

Zmienność chwiejności zbadano, analizując przebiegi anomalii miesięcznych wartości wskaźników wygładzonych średnią ruchomą 11 elementową (w przypadku wskaźników VT, TTI i KI). W pierwszej kolejności analizie poddano przebiegi anomalii miesięcznych w latach 1973–2007. Przebiegi anomalii zaprezentowano jako zestawy z najbliższych, sąsiadujących stacji. Zestawione przebiegi reprezentują różne rejony badanego obszaru. Europę Zachodnią (rejon o warunkach najbardziej oceanicznych) reprezentują stacje: Brest, Paryż, Lyon i Nimes. Stacje Legionowo, Wrocław, Łebę i Pragę wybrano do przedstawienia przebiegu warunków chwiejności w rejonie Europy Środkowej, natomiast stacje Kijów, Charków, Moskwa i Smoleńsk reprezentują zmienność tych warunków na Ukrainie i w Rosji. Przebiegi wskaźników chwiejności na stacjach Udine, Mediolan, Trapani i Rzym posłużyły do oceny zmian tych warunków w obszarze Półwyspu Apenińskiego (wyróżnionego w procedurze grupowania jako obszar o największej niestabilności). Takie zestawienie pozwala na ukazanie przebiegu chwiejności w obrębie regionów, a zarazem pomiary wykonane przez tą samą służbę pogody (w przypadku stacji z jednego kraju) dają większą pewność, że dane na sąsiednich stacjach wykonane były za pomocą takich samych sond aerologicznych. Przebiegi średnich miesięcznych cechują się wyraźną zmiennością kilkuletnią. Analizując przebieg średnich miesięcznych indeksu VT we wszystkich czterech grupach stacji, wysokie wartości chwiejności statycznej zanotowano w latach 1983–1984, 1989–1990, 1993–1994, 2000–2001 i 2006–2007. Na podkreślenie zasługuje wyraźny wzrost częstości lat o wyższych wartościach wskaźnika VT po roku 2000 na stacjach z rejonu Półwyspu Apenińskiego i z Europy Zachodniej (rys. 5.3 B i rys. 5.4 B). Podobnym przebiegiem cechują się wskaźniki TTI i KI, wskazując podobnie (jak w przypadku VT) okresy o wyższej chwiejności atmosfery.

Natomiast w przypadku przebiegów anomalii indeksów TTI i KI można mówić o zmienności 2-letniej, dobrze widocznej w przypadku stacji z rejonu południowego (Udine, Mediolan, Rzym, Sycylia) oraz zachodniego (Brest, Paryż, Lyon i Nimes). Z uwagi na to, że wskaźnik VT jest częścią wartości wskaźników TTI i KI, silniejsza zmienność tych indeksów wskazywać może na większą cykliczność warunków wilgotności powietrza na poziomach izobarycznych 850 i 700 hPa.

Na większości stacji, w przebiegu rocznym wskaźnika CAPE zaznacza się wyraźny wzrost jego wartości od maja do września, podczas gdy w pozostałej porze roku wartości średnich miesięcznych oscylują wokół 0 $J \cdot kg^{-1}$. W miesiącach letnich anomalie przyjmują wartości różne od zera (wartości anomalii osiągają po kilkaset $J \cdot kg^{-1}$), podczas gdy w pozostałych miesiącach wartości anomalii są bliskie zeru. Średnia ruchoma zastosowana do takiej serii nie wygładza przebiegu zmiennych, utrudniając interpretację zmienności czasowej.

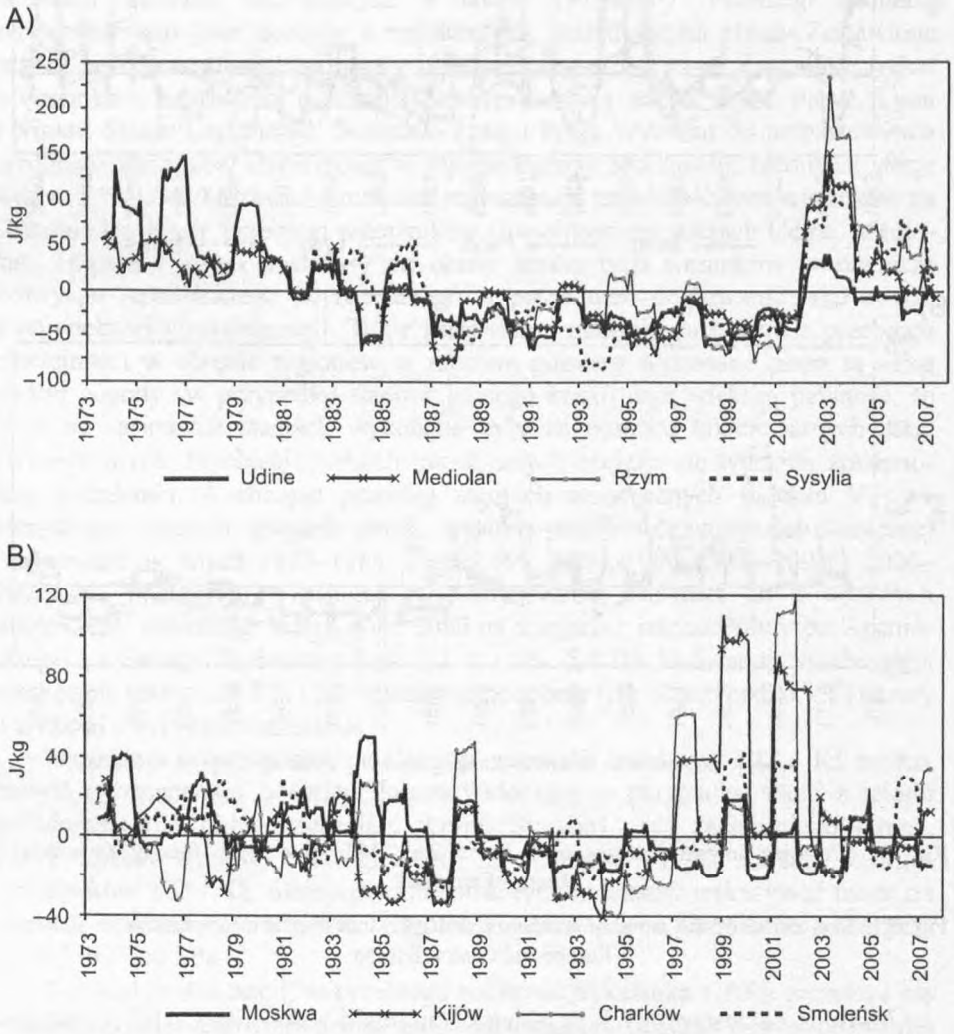


Rys. 5.1. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźnika CAPE na stacjach Europy Zachodniej i Europy Centralnej

Fig. 5.1. The course of the monthly anomalies of CAPE index in selected stations in Western Europe and Central Europe

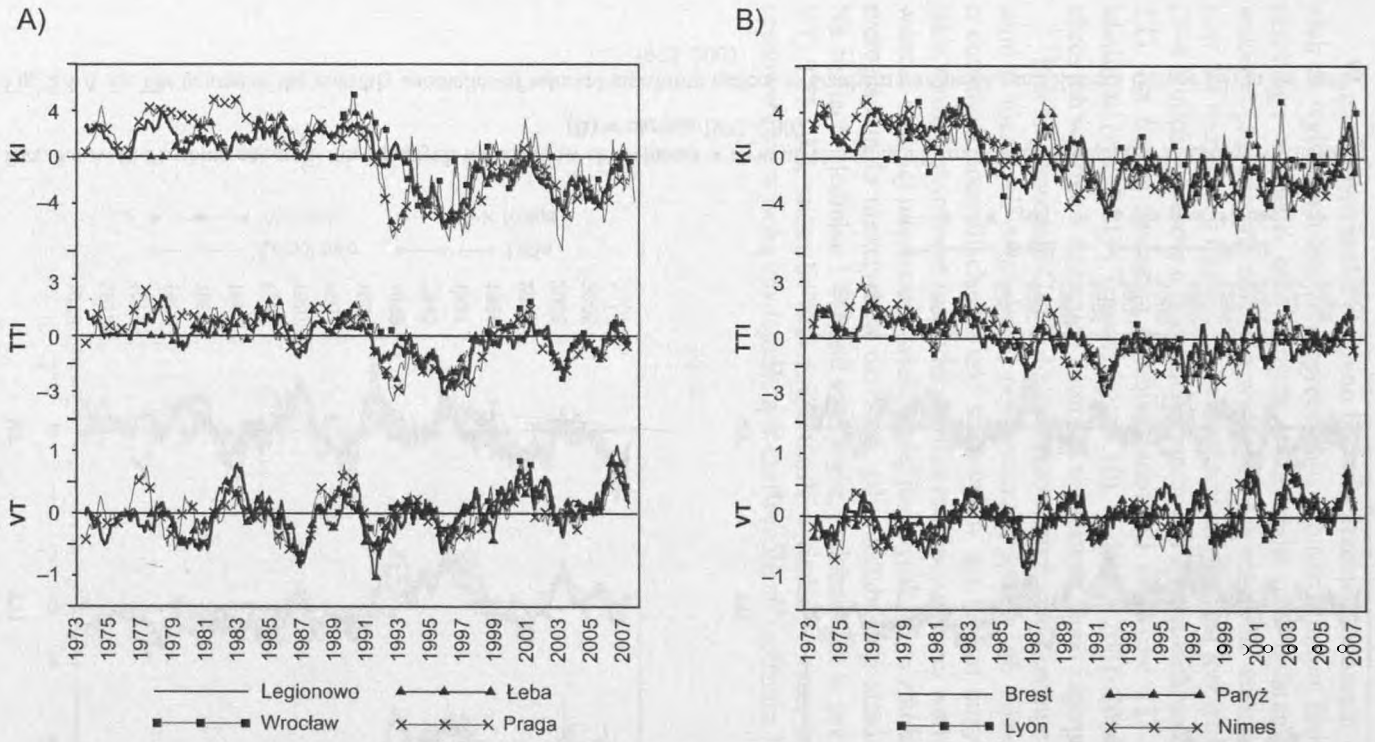
Mimo to na zestawionych przebiegach anomalii wskaźnika CAPE wyróżnić można lata, w których wyraźnie dominują dodatnie anomalie świadczące o wyższej niż przeciętnie całkowitej energii chwiejności. W przebiegu dla stacji z Europy Centralnej i Zachodniej (rys. 5.1 A i B) można wskazać lata 2001–2002 oraz 2006–2007 o dużej chwiejności. W rejonie południowym (rys. 5.2A) po kilkuletnim okresie (lata 1998–2001), kiedy wartości średnich miesięcznych

były niższe od średniej z analizowanego wielolecia, pojawia się okres (lata 2002–2007) charakteryzujący się wzrostem wartości wskaźnika CAPE. Lata 2002 i 2003 cechują się jednymi z najwyższych wartości średnich miesięcznych wartości wskaźnika CAPE.



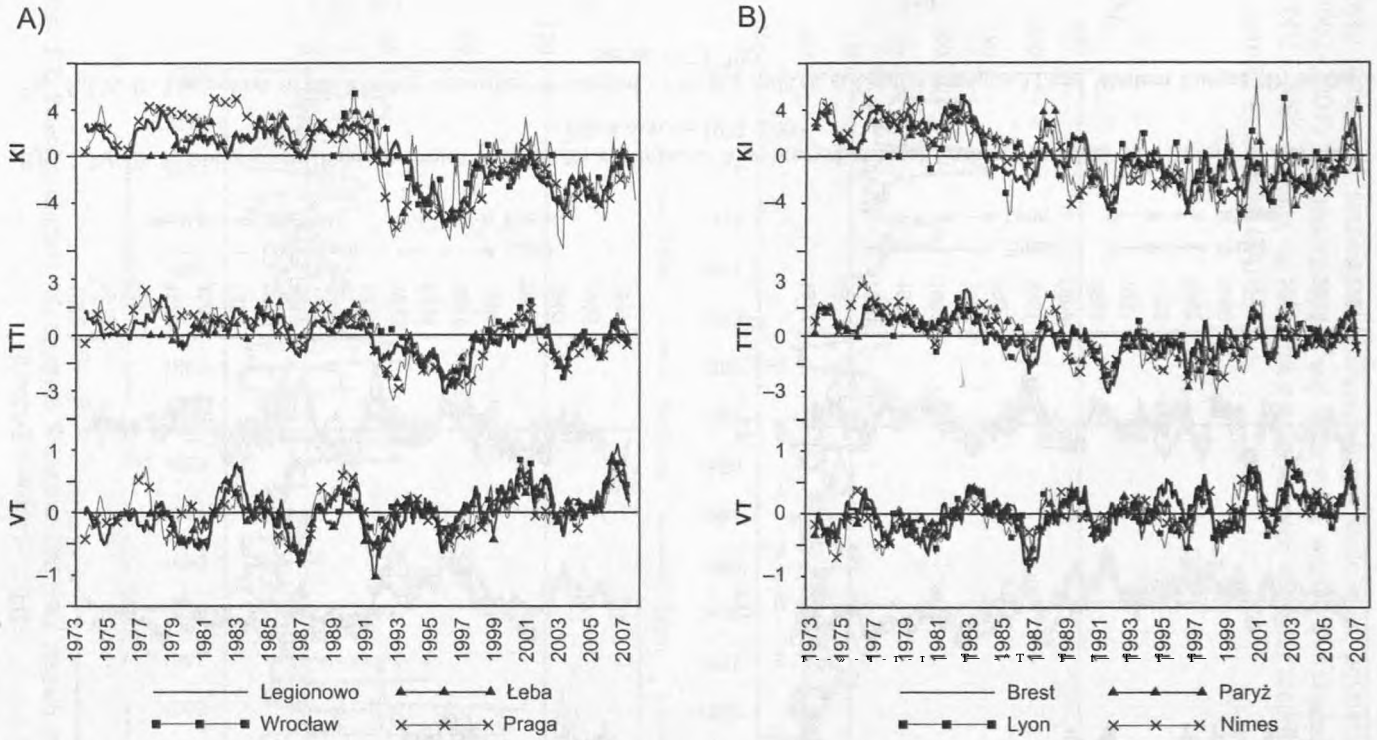
Rys. 5.2. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźnika CAPE na stacjach Europy Południowej i Europy Wschodniej

Fig. 5.2. The course of the monthly anomalies of CAPE index in selected stations in Southern Europe and Eastern Europe



Rys. 5.3 A–B. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźników chwiejności w wybranych stacjach Europy Centralnej (A) i Europy Zachodniej (B) w okresie 1973–2007

Fig. 5.3 A–B. The course of the monthly anomalies of selected instability indices in Central Europe (A) and Western Europe (B) in the period 1973–2007

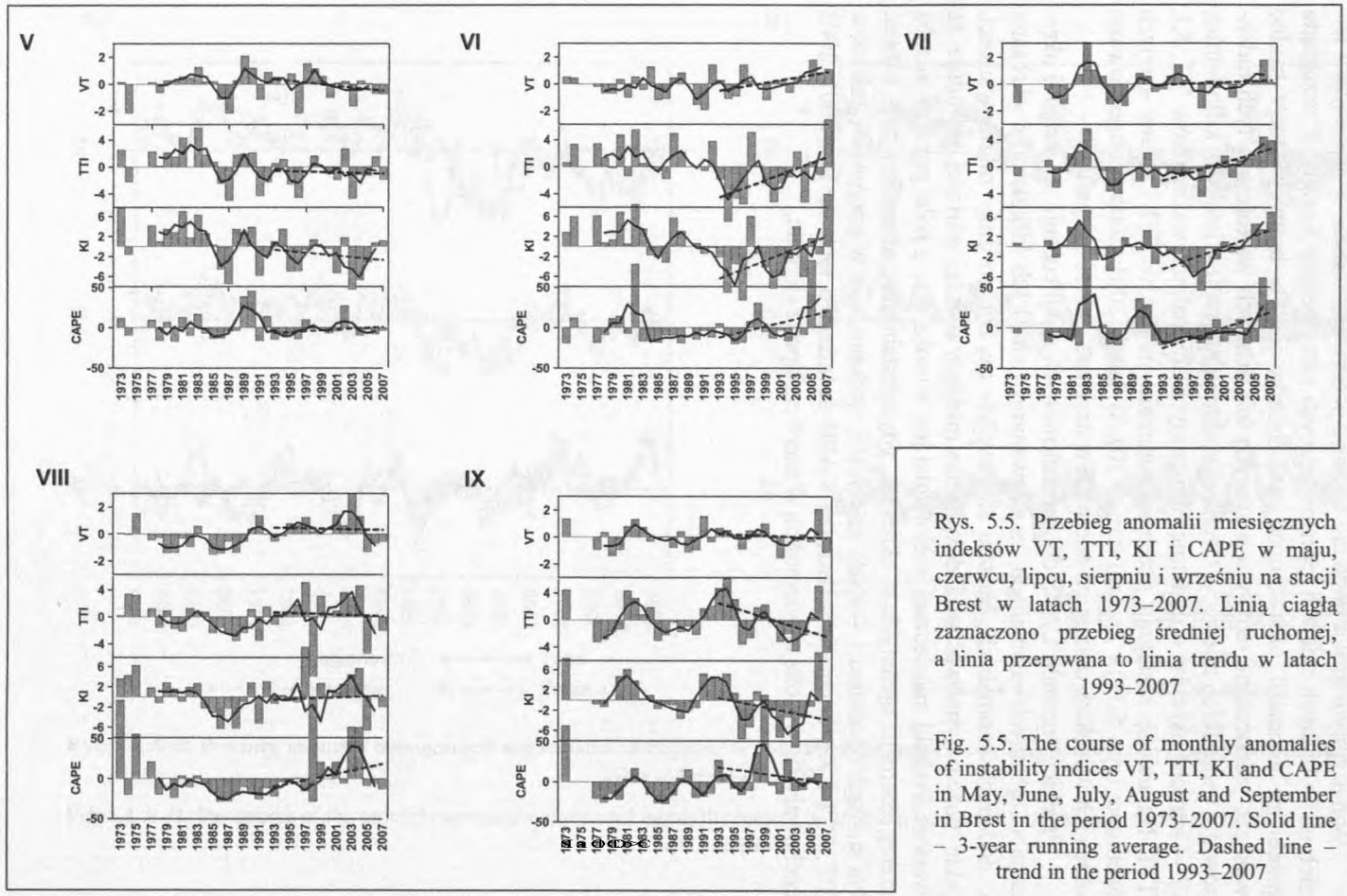


Rys. 5.4 A–B. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźników chwiejności w wybranych stacjach Europy Południowej (A) i Europy Wschodniej (B) w okresie 1973–2007

Fig. 5.4 A–B. The course of the monthly anomalies of selected instability indices in Southern Europe (A) and Eastern Europe (B) in the period 1973–2007

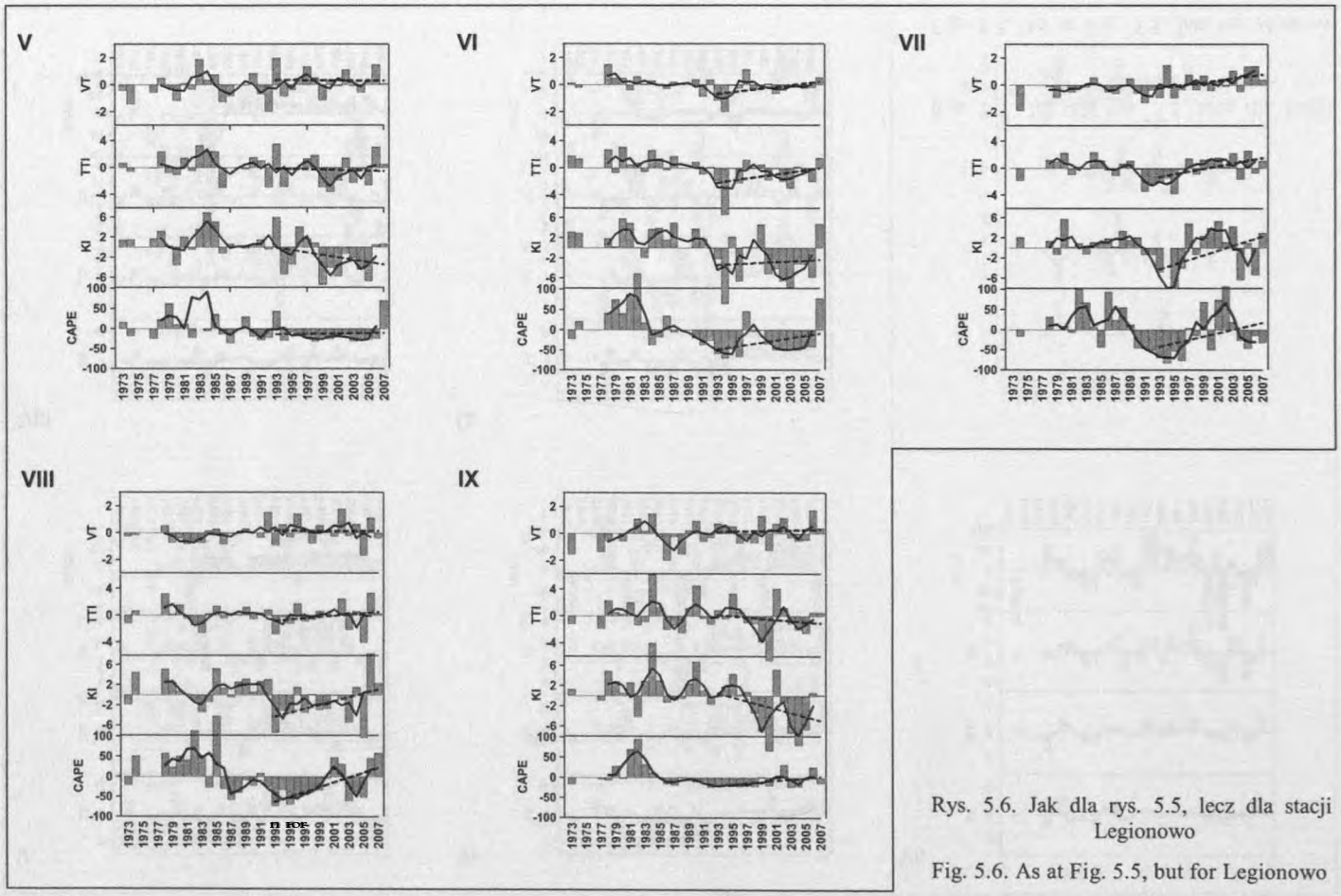
W następnym kroku poddano badaniu przebiegi anomalii w miesiącach letnich na wybranych stacjach reprezentujących różne rejony Europy. Z przeglądu przebiegu anomalii omawianych wskaźników dla wybranych stacji trudno wskazać jednoczesne okresy o wyższych lub niższych wartościach tych indeksów dla wszystkich miesięcy. Cechą charakterystyczną jest istnienie kilkuletnich (2–4 letnich) okresów o dodatnich i ujemnych anomaliach wskaźników VT, KI, TTI. Na uwagę zasługują przebiegi anomalii indeksów TTI i KI na stacjach Mediolan (rys. 5.11) i Trapani (rys. 5.10). W latach 2001–2005 zaobserwowano okres ich wysokich dodatnich anomalii w czerwcu, lipcu i sierpniu.

Przebieg anomalii CAPE dla prezentowanych stacji cechuje się długimi okresami o ujemnych anomaliach, przerywanymi jedno- lub kilkuletnimi okresami o dodatnich anomaliach. Na taki stan wpływ ma bardzo duży zakres wartości, jakie może przyjmować ten indeks. Kilka miesięcy o dużej wartości powoduje, że wartość średniej miesięcznej wieloletniej jest wysoka, a to z kolei pociąga za sobą szereg anomalii ujemnych w okresach, gdy niestabilność atmosfery była niższa. Na stacjach Mediolan i Trapani na Sycylii, podobnie jak w przypadku indeksów VT, TTI i KI, anomalie wskaźnika CAPE świadczą o tym, że lata 2001–2005 cechowały się wysoką chwiejnością w czerwcu, lipcu i sierpniu.



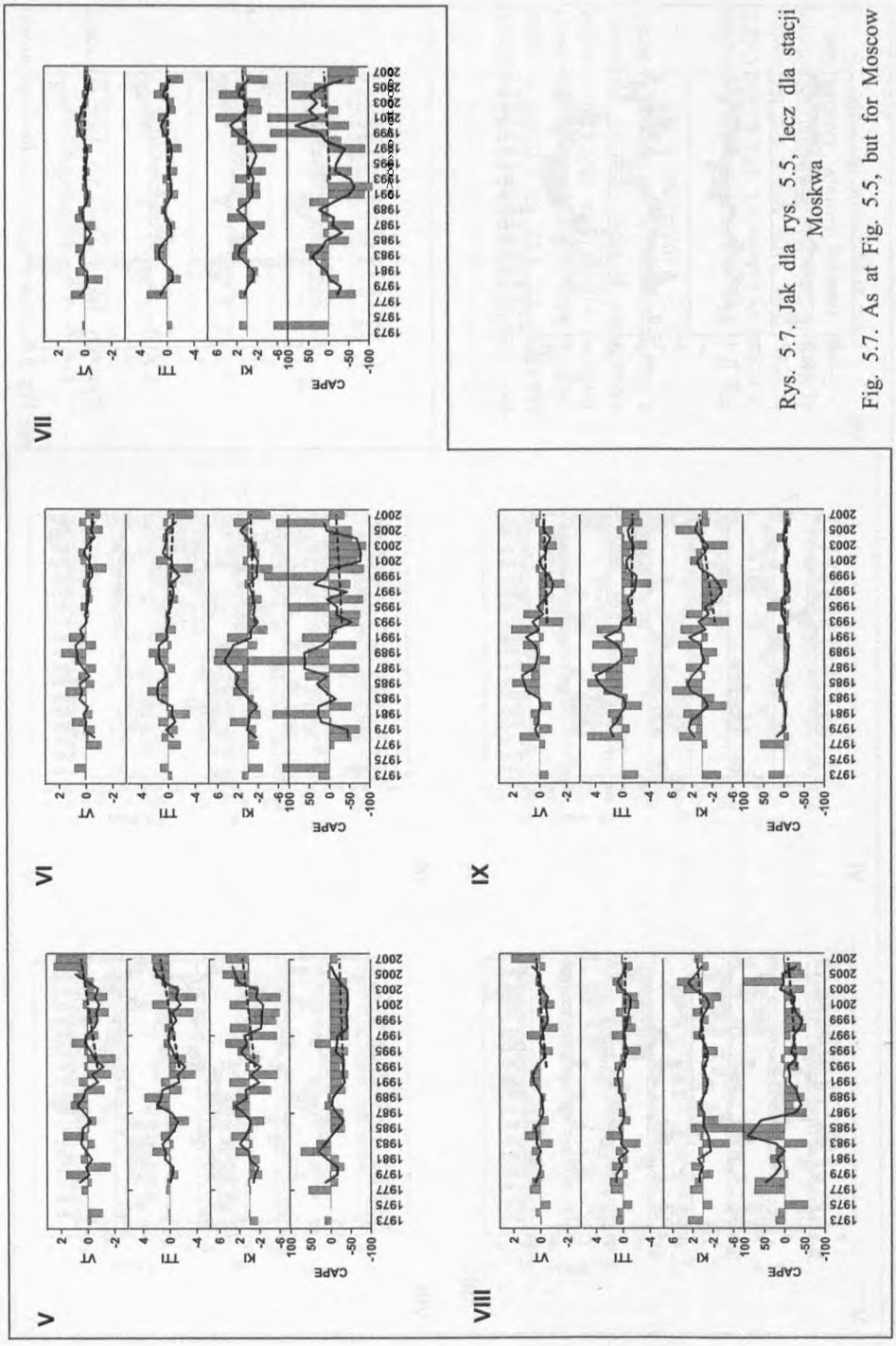
Rys. 5.5. Przebieg anomalii miesięcznych indeksów VT, TTI, KI i CAPE w maju, czerwcu, lipcu, sierpniu i wrześniu na stacji Brest w latach 1973–2007. Linią ciągłą zaznaczono przebieg średniej ruchomej, a linia przerywana to linia trendu w latach 1993–2007

Fig. 5.5. The course of monthly anomalies of instability indices VT, TTI, KI and CAPE in May, June, July, August and September in Brest in the period 1973–2007. Solid line – 3-year running average. Dashed line – trend in the period 1993–2007



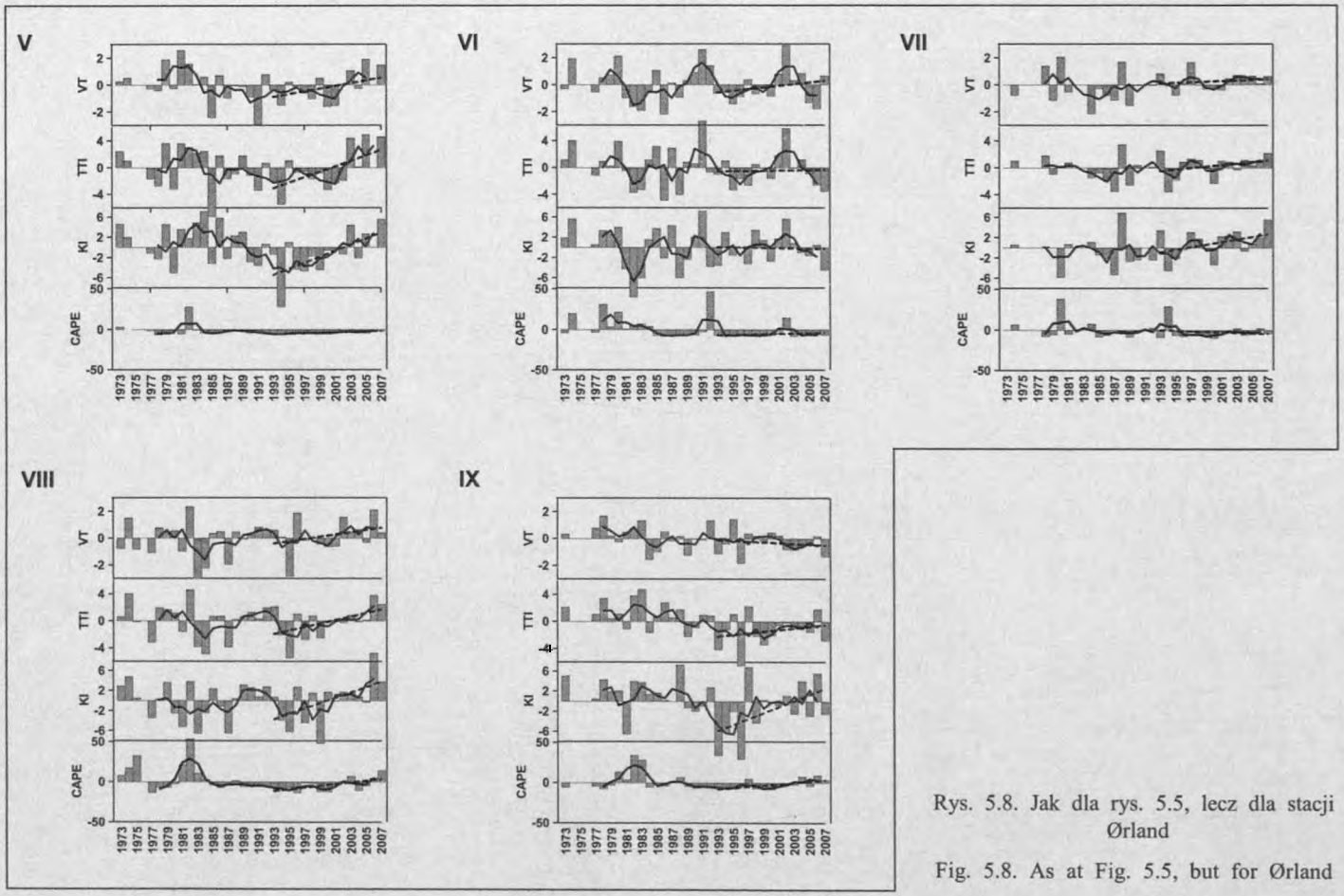
Rys. 5.6. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Legionowo

Fig. 5.6. As at Fig. 5.5, but for Legionowo



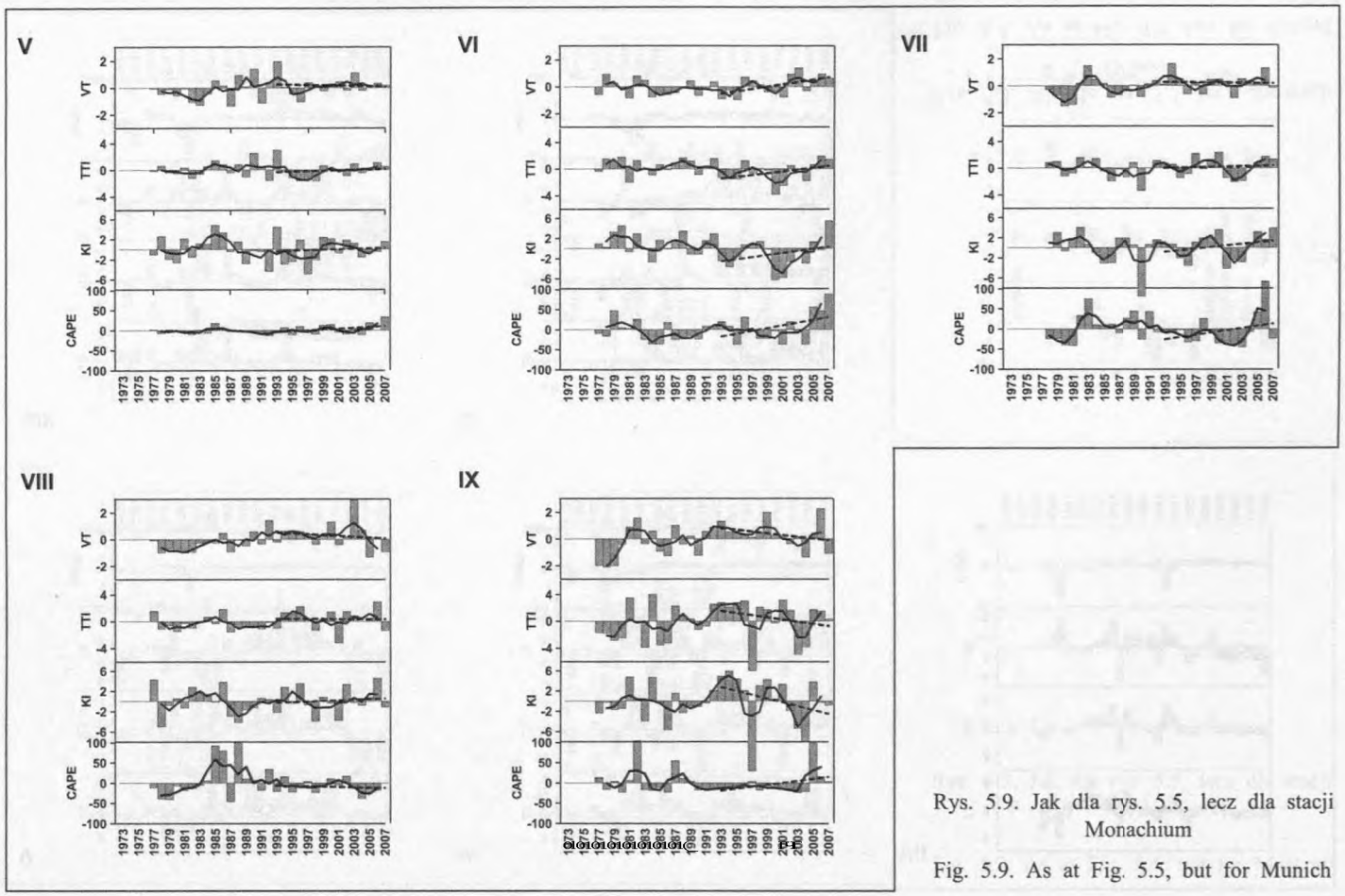
Rys. 5.7. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Moskwa

Fig. 5.7. As at Fig. 5.5, but for Moscow



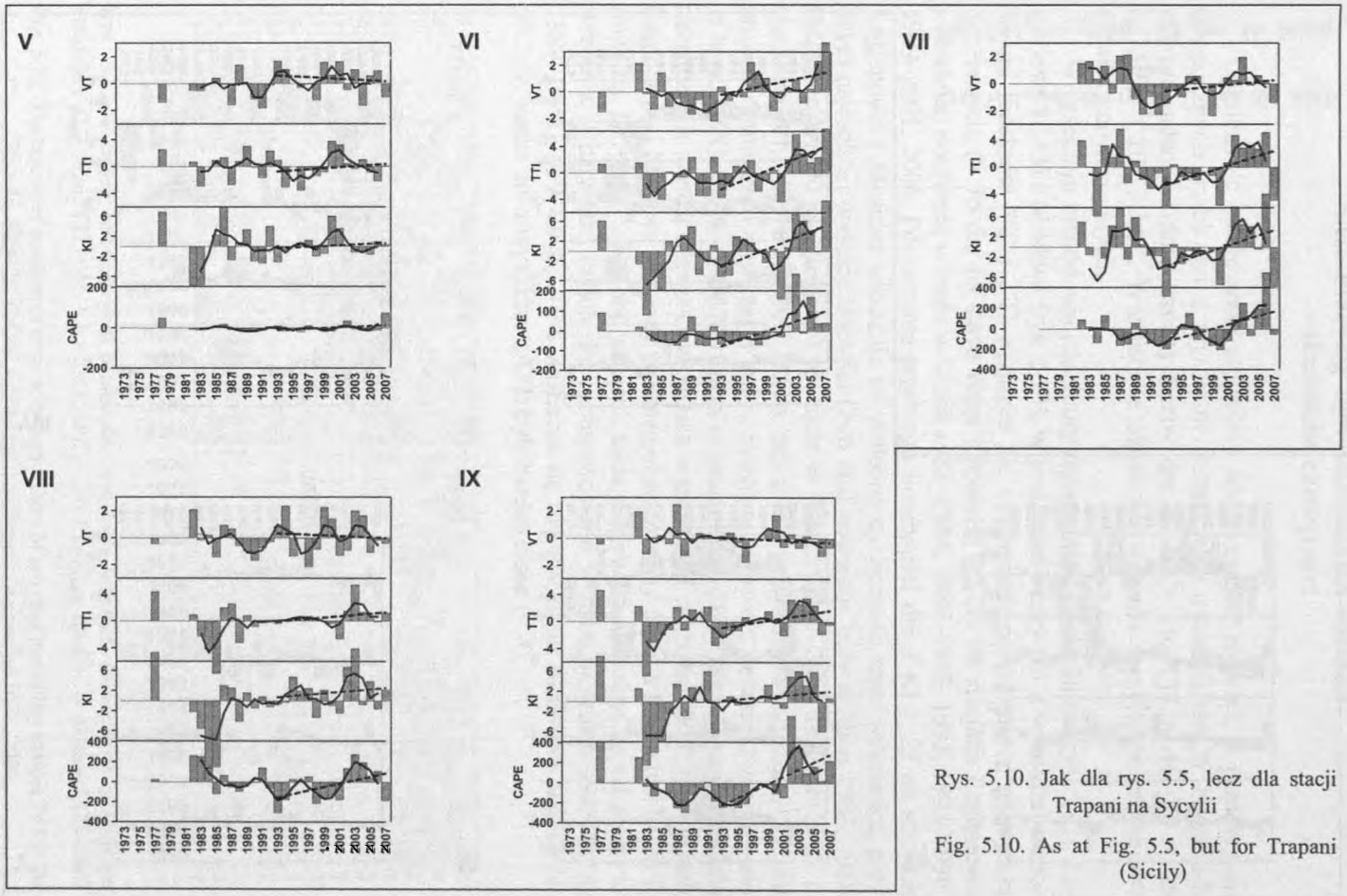
Rys. 5.8. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Ørland

Fig. 5.8. As at Fig. 5.5, but for Ørland



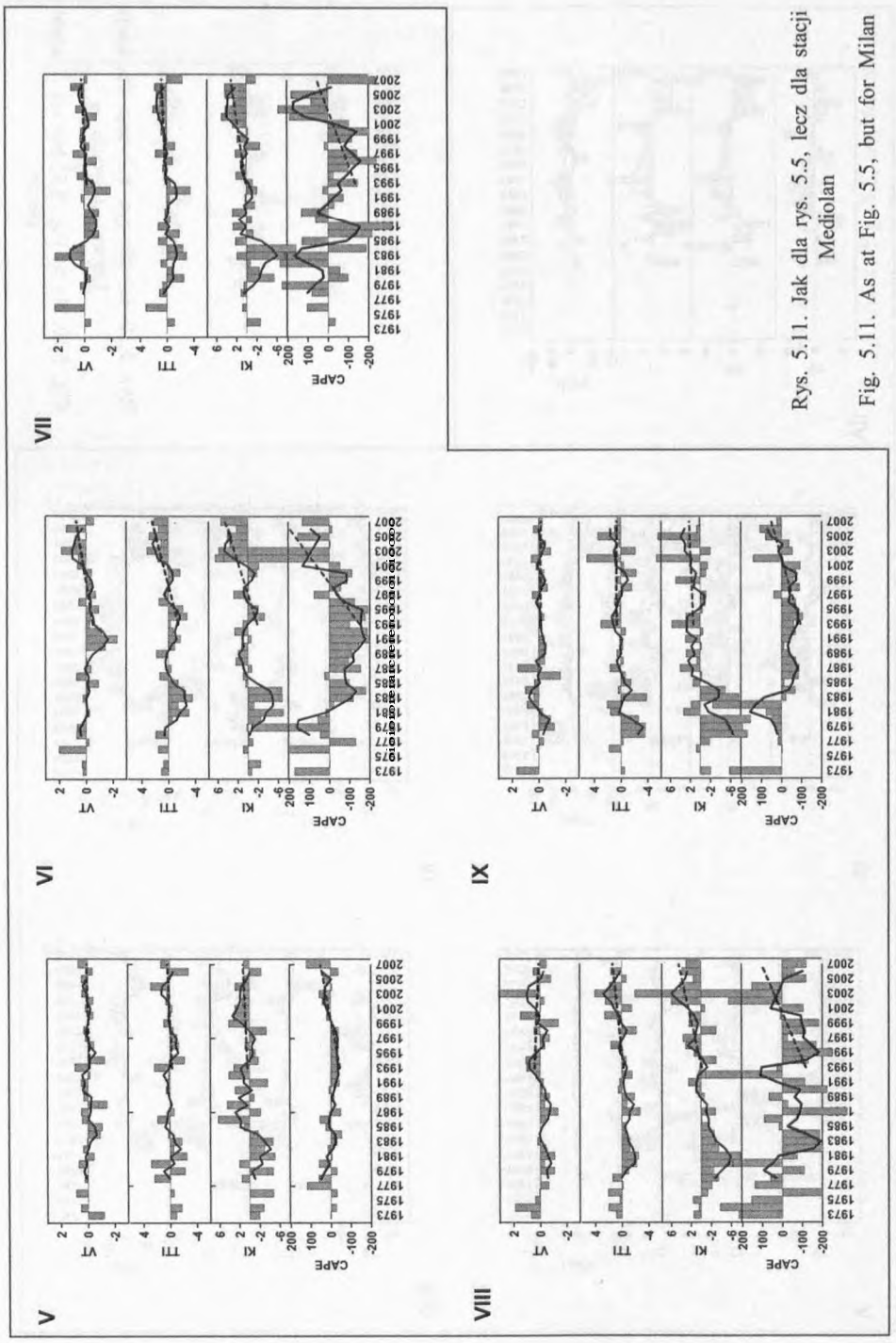
Rys. 5.9. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Monachium

Fig. 5.9. As at Fig. 5.5, but for Munich



Rys. 5.10. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Trapani na Sycylii

Fig. 5.10. As at Fig. 5.5, but for Trapani (Sicily)



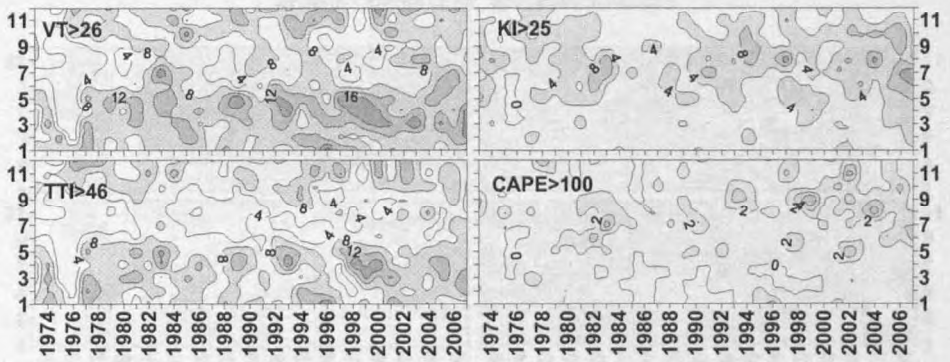
Rys. 5.11. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Mediolan

Fig. 5.11. As at Fig. 5.5, but for Milan

5.1.2. Przebieg częstości wysokich wartości wskaźników chwiejności

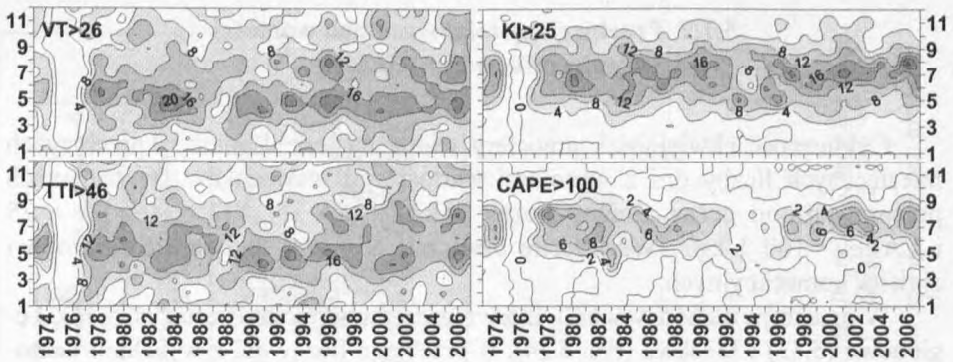
Cykliczność chwiejności atmosfery widoczna jest również w przebiegach miesięcznych liczby dni z wysokimi wartościami wskaźników. W badaniach przeprowadzono ocenę zmiany liczby dni z VT > 26, TTI > 46, KI > 25 i CAPE > 100 J kg^{-1}. Wartości te oznaczają warunki sprzyjające rozwojowi zjawisk konwekcyjnych.

W przekroju zachód–wschód, który reprezentują stacje: Brest (rys. 5.12), Legionowo (5.13) i Moskwa (rys. 5.14), w przebiegu liczby dni z wysokimi wartościami indeksów VT i TTI zaznacza się cykliczność kilkuletnia z najwyższą liczebnością (> 16 dni na stacji Brest i powyżej 20 dni na stacjach Legionowo i Moskwa) notowaną w maju w latach 1983–1984, 1988–1989, 1993, 1995–1996, 1999–2001, 2006. Porównanie przebiegu liczebności dni z KI > 25 na stacjach Legionowo i Moskwa wskazuje na podobną cykliczność tego wskaźnika, przy czym najczęściej wysokie wartości (>16 dni) notowane były w lipcu 1984, 1988 (Moskwa), 1990 (Legionowo), a także w latach 1997–2001 oraz w 2006 r. (Legionowo). Na stacji Brest liczba dni z tak wysokimi wartościami KI jest znacznie mniejsza i powyżej 8 dni w miesiącu (sierpień, wrzesień) zanotowano w latach 1983, 1994, 1996, 2001 oraz w latach 2006–2007. Na tej stacji wyraźnie zaznacza się wzrost częstości wysokich wartości KI po roku 2000. Na stacjach Legionowo i Moskwa podobny przebieg obserwowany jest dla liczby dni z CAPE powyżej 100 J kg^{-1}. Na obu stacjach takie przypadki notowane są od maja do września, a najwięcej takich dni zaobserwowano w lipcu w latach 1983–1984, 1989–1990, 1999, 2001, 2004. Zaznacza się również okres pierwszej połowy lat 90., gdy liczba dni z wysokim CAPE była bardzo niska (< 4).



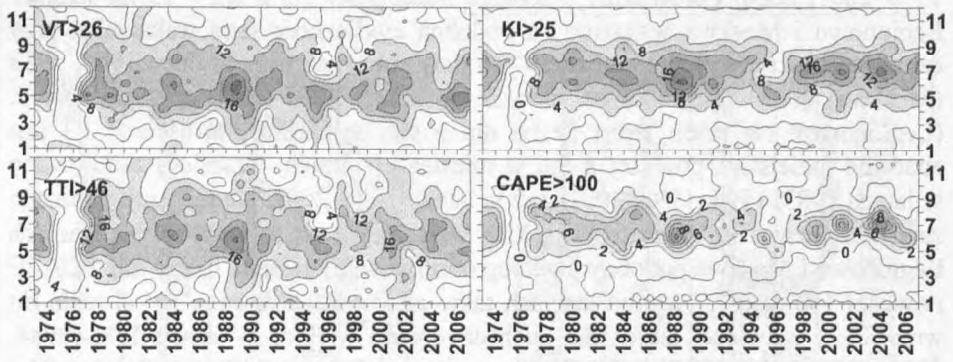
Rys. 5.12. Przebieg miesięcznych liczebności wysokich wartości wskaźników chwiejności atmosfery (VT > 26, TTI > 46, KI > 25, CAPE > 100 J kg^{-1}) w Breście w okresie 1973–2007

Fig. 5.12. The course of number of days with high values of selected instability indices (VT > 26, TTI > 46, KI > 25, CAPE > 100 J kg^{-1}) in Brest in the period 1973–2007



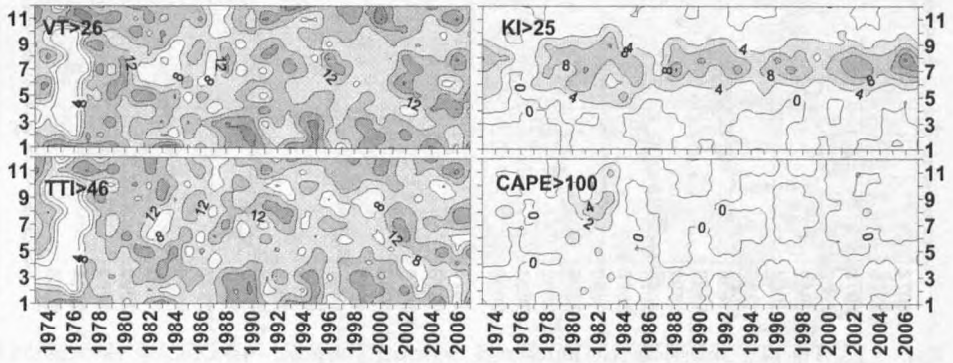
Rys. 5.13. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji w Legionowie

Fig. 5.13. As at Fig. 5.12, but for Legionowo



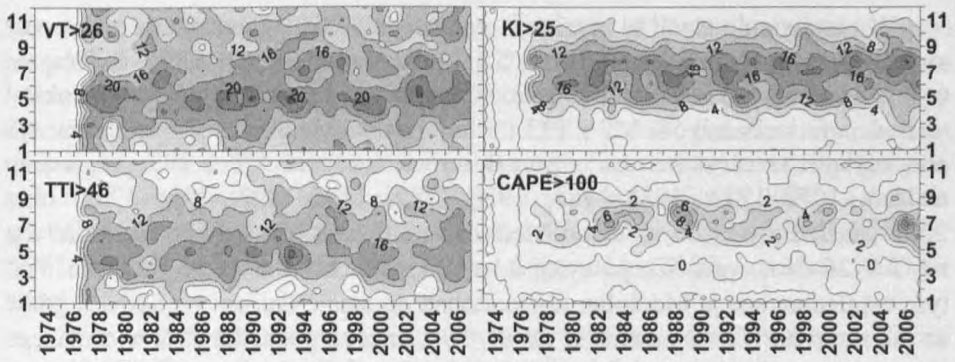
Rys. 5.14. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji w Moskwie

Fig. 5.14. As at Fig. 5.12, but for Moscow



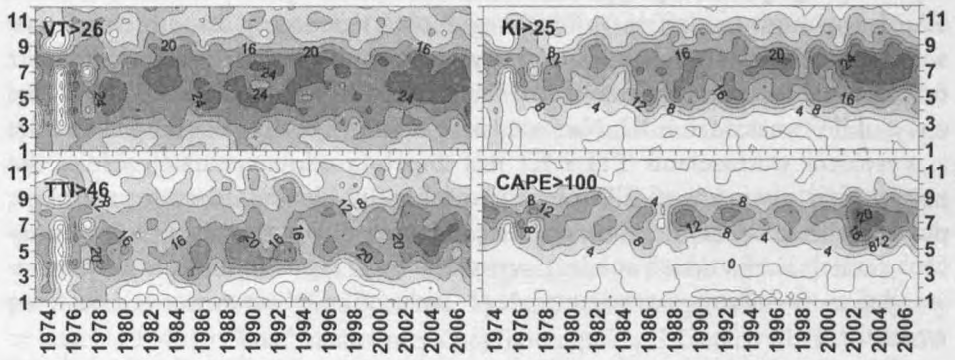
Rys. 5.15. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Ørland

Fig. 5.15. As at Fig. 5.12, but for Ørland



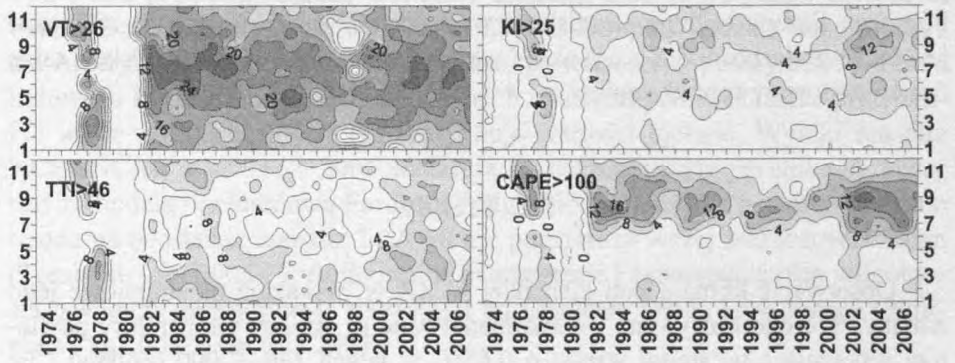
Rys. 5.16. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Monachium

Fig. 5.16. As at Fig. 5.12, but for Munich



Rys. 5.17. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Mediolan

Fig. 5.17. As at Fig. 5.12, but for Milan



Rys. 5.18. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Trapani na Sycylii

Fig. 5.18. As at Fig. 5.12, but for Trapani (Sicily)

W zestawieniu stacji w przekroju północ-południe, reprezentowanym przez stacje Ørland, Monachium (rys. 5.16), Mediolan (rys. 5.17) i Trapani (rys. 5.18), największe podobieństwo w przebiegu liczebności dni z wysokimi wartościami wskaźników VT i TTI cechuje stacje Mediolan i Monachium. Na obu najwyższe częstości dni z wysokimi wartościami VT i TTI przypadały na lata 1978–1979, 1983–1984, 1988–1989, 1990–1992, 1998–1999, oraz 2005–2007. Przy czym na stacji Mediolan notowana jest większa częstość dni z VT > 26. Notowano ich powyżej 24 w miesiącach od maja do września. Pod tym względem stacja Mediolan jest podobna do stacji Trapani na Sycylii, gdzie na początku lat 80., na przełomie lat 80. i 90. oraz na początku XXI w. zaznacza się wzrost częstości dni z wysokim VT. W przypadku porównania przebiegów liczebności dni z wartościami indeksu KI większymi od 25, na stacjach Mediolan, Monachium, ale także na stacji Ørland, widoczny jest dwuletni cykl, przy czym najwięcej takich przypadków notowano na stacji Mediolan (> 24 dni). W Monachium (podobnie jak w Legionowie) powyżej 16 dni, natomiast w Ørlandzie po 8 dni, głównie w sierpniu. Na podkreślenie zasługuje również fakt, że na tych trzech stacjach po roku 2000 nastąpił wzrost liczby dni z wysokimi wartościami KI. Na południu Europy (Sycylia) przebieg liczby dni z wysokimi wartościami TTI i KI jest zupełnie odmienny. Najczęściej dni z wysokimi wartościami TTI obserwowane są w okresie od marca do maja, przy czym maksymalnie obserwuje się 8 takich dni w miesiącu, a w miesiącach letnich liczba takich sondaży wynosi 4. W przypadku indeksu KI najwięcej dni z wysokimi wartościami tego wskaźnika obserwowanych jest we wrześniu.

Wyraźna dwuletnia zmienność zaznacza się w przebiegu liczby dni z CAPE > 100 J kg^{-1} na stacjach Monachium, Mediolan i Trapani. Należy tutaj wyróżnić lata 1984–1986, 1988–1990, 1994–1996 oraz 2002–2006, kiedy liczba takich przypadków przekraczała 16 w Mediolanie, 12 na Sycylii i 6 w Monachium. Północna Europa cechuje się niskimi wartościami wskaźnika KI, co widoczne jest także w liczności dni z wysokimi wartościami CAPE. Na stacji Ørland takie dni występowały sporadycznie.

5.2. Trendy

Obserwacje klimatu kuli ziemskiej w XX w. wskazują na stopniowe jego zmiany. Szeroko opisywane i udokumentowane są zmiany temperatury powietrza wskazujące na średni wzrost o 0,65°C w latach 1901–2000 (Folland i in. 2001) i o 0,75°C w latach 1905–2005 (Christensen i in. 2007). Na statystycznie istotny wzrost temperatury globalnej wskazuje wielu badaczy. Według Jonesa (1993) w okresie 1901–1990 średnia roczna temperatura powietrza nad lądami

wzrosła przeciętnie o 0,56°C, natomiast w latach 1977–2001 zaobserwowano na półkuli północnej średni wzrost o 0,42°C na dziesięć lat, przy czym średnio okres letni cechuje się wzrostem o 0,28°C na 10 lat (Jones i Moberg 2003). Badania uwzględniające pomiary z lat 2004–2007 potwierdziły dodatni kierunek zmian temperatury powietrza. Ostatnie lata należą do najcieplejszych: rok 2005 uznany został za najcieplejszy od 1880 roku (Shein 2006), a średnie globalne z lat 2004, 2006, 2007 są o 0,44–0,6°C wyższe od średniej z lat 1961–1990 (Levinson 2005, Shein 2006, Arguez i in. 2007, Levinson i Lawrimore 2008).

Wzrost temperatury zanotowano również w dolnej i środkowej troposferze. Angell (1988) ocenia, że w latach 1958–1987 średnia temperatura w warstwie od 850 do 300 hPa wyznaczona na podstawie pomiarów radiosondażowych, wzrastała o około 0,08°C na 10 lat. Potwierdzają to trendy zmian temperatury na różnych poziomach izobarycznych oceniane na 0,10°C, 0,18°C i 0,20°C na 10 lat odpowiednio na poziomach 850, 700 i 500 hPa (Gaffen i in. 2000a; Lanzante i in. 2003). Najnowsze dane, obejmujące serie pomiarowe do roku 2002 (Thorne i in. 2005) i do roku 2004 (Free i in. 2005), również wskazują wzrost temperatury w dolnej troposferze, przy czym najwyższymi wartościami trendu liniowego cechuje się półkula północna.

Wzrost temperatury w dolnej i środkowej troposferze prowadzi do zmian wilgotności powietrza. Analiza zawartości pary wodnej i jej długoterminowych zmian jest szczególnie ważna ze względu na wpływ, jaki wywiera zawartość pary wodnej na rozwój burz i tornad. Dodatni trend wilgotności bezwzględnej w latach 1974–1993 nad zachodnim Pacyfikiem pokazał Gutzler (1992). Wzrost zawartości pary wodnej zaobserwowano również w dolnej i środkowej troposferze. Statystycznie istotny wzrost wody osadowej (*precipitable water*) o 1–2 mm na dekadę w okresie 21 lat nad Ameryką Północną pokazali Ross i Elliot (1996). Tylko nad północną Kanadą wystąpiły ujemne, choć statystycznie nieistotne, trendy. Dalsze badania autorów (Ross i Elliot 2000) potwierdzają trend rosnący dla Ameryki Północnej, natomiast nad Europą wartości współczynników trendu liniowego średnich rocznych, jak i średnich miesięcznych, wskaźnika *precipitable water* w latach 1973–1995, przyjmują wartości ujemne. Wyniki reanaliz NCEP/NCAR z lat 1958–2005 wskazują na ujemne trendy *precipitable water* nad zachodnią i południową Europą (Wibig i Siedlecki 2007), natomiast badanie trendu na podstawie reanaliz ERA-40 nie potwierdza wyżej wskazanych zmian (Trenberth i in. 2005). Zróżnicowanie przestrzenne i sezonowe zmian wilgotności powietrza zależy przede wszystkim od natężenia zmian temperatury (Philipona i in. 2005, Auer i in. 2007).

Odmienne wartości trendów temperatury i temperatury punktu rosy na różnych poziomach barycznych sugerują występowanie zmian w pionowym gradiencie temperatury powietrza. W strefie klimatów gorących zaobserwowano

statystycznie istotny trend pionowego gradientu temperatury w warstwie między powierzchnią ziemi a poziomem 700 hPa o wartości od 0,04 do 0,13°C/km na dekadę w okresie 1979–1997. Podobną tendencję wykazują wartości 25 i 75 kwantyla. Trend jest zmienny w czasie i w dłuższym okresie 1960–1997 obserwowano spadek pionowego gradientu temperatury zarówno między powierzchnią ziemi a poziomem 700 hPa, jak i w warstwie 700–500 hPa (Brown i in. 2000, Gaffen i in. 2000, Lanzante i in. 2003).

Różne tempo zmian temperatury przy powierzchni i w dolnej troposferze może wpływać na warunki chwiejności atmosfery. Wykorzystując wskaźnik CAPE do oceny warunków chwiejności w strefie gorącej, stwierdzono wzrost wartości tego wskaźnika o około 86 J kg^{-1} na dekadę (Gettelman i in. 2002). Badania te wskazały wzrost wartości wskaźnika poziomu swobodnej konwekcji (o około 10 hPa na dziesięć lat w latach 1958–1997) i zmniejszenie wartości wskaźnika poziomu wyrównania (60 hPa na dziesięć lat). Oznacza to wzrost miąższości warstwy chwiejności wraz z postępującymi zmianami temperatury i wilgotności w troposferze.

Ocenę zmian warunków chwiejności dla obszaru Stanów Zjednoczonych przeprowadzono, wykorzystując średnie sezonowe wartości wskaźników chwiejności CAPE, KI, LI i SWEAT (DeRubertis 2006). Wykorzystując dane z 48 stacji radiosondażowych w okresie 1973–1997, wzrost wartości wskaźnika CAPE zaobserwowano w środkowych (2,39 J kg^{-1} rok^{-1}) i południowych (13,23 J kg^{-1} rok^{-1}) stanach USA. Te obszary cechowały się również dodatnimi wartościami trendu policzonego dla liczby dni z wysokimi (powyżej 1800 J kg^{-1} rok^{-1}) wartościami CAPE. Ocena zmian wartości wskaźnika KI wskazała na całym obszarze USA dodatnie wartości trendu liniowego zarówno dla wartości dobowych (0,06 do 0,13 rok^{-1}), jak i dla liczby dni z KI większym od 35.

Zmiany warunków chwiejności w wieloleciu badane są także z wykorzystaniem danych z reanaliz. Wykorzystując bazę ERA-40 (Riemann-Campe i in. 2008) oceniono trend wskaźników CAPE i CIN w latach 1958–2001. W porze letniej pokazano istotny statystycznie wzrost średnich sezonowych nad zachodnimi rejonami Morza Śródziemnego i terenami sąsiednimi (10–50 J kg^{-1} na dziesięć lat), natomiast w krótszym okresie 1979–2001 trend średnich sezonowych CAPE na Półwyspie Iberyjskim i w Basenie Karpackim jest malejący.

5.2.1. Trend temperatury powietrza i temperatury punktu rosy

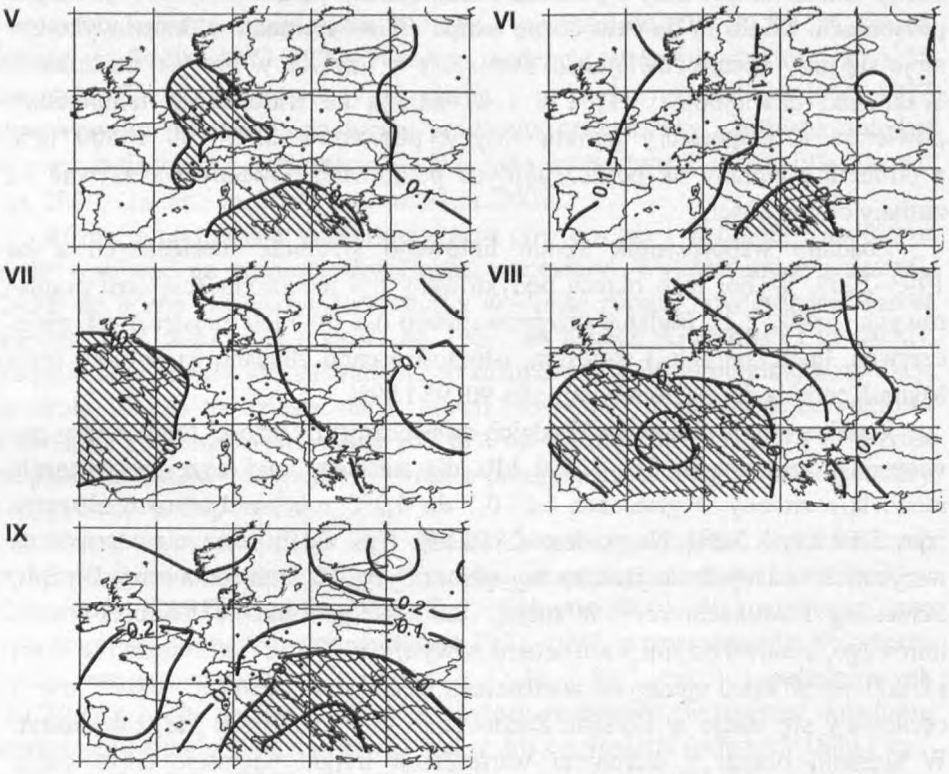
Zachodzące zmiany klimatyczne, zaznaczające się głównie zmianami temperatury i wilgotności powietrza oraz opadów, rodzą pytanie o wpływ tych zmian na warunki chwiejności atmosfery. W pierwszej kolejności dokonano

oceny zmian temperatury powietrza i temperatury punktu rosy na wybranych poziomach. Miało to na celu ocenę tempa zmian elementów, które wykorzystuje się przy ocenie chwiejności atmosfery w użytych w pracy wskaźnikach. Wskaźniki chwiejności VT, TTI i KI bazują na wartościach temperatury powietrza i temperatury punktu rosy z poziomów 850, 700 i 500 hPa, a odmienne zmiany na poszczególnych poziomach powinny wskazywać na zmiany chwiejności.

Zbadano współczynnik trendu liniowego średnich miesięcznych z lat 1993–2007. Wybór tego okresu podyktowany był jednorodnością serii pomiarowych (rozdz. 2.2). Badanie przeprowadzono dla średnich miesięcznych maja, czerwca, lipca, sierpnia i września. Istotność trendu zbadano za pomocą testu Mann-Kendalla dla poziomów ufności 90, 95 i 99%.

Analiza trendu liniowego średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na poziomach 850 i 500 hPa dla miesięcy maj–wrzesień wskazała niewielkie zmiany w granicach od –0,1 do 0,2°C rok^{-1} w badanym obszarze (rys. 5.19 i rys. 5.20). Na poziomie 850 hPa (rys. 5.19) w maju i czerwcu na wszystkich badanych stacjach, za wyjątkiem Sycylii i Aten (oraz stacji De Bilt, Schleswig i Monachium – w maju), zanotowano dodatnie wartości trendu liniowego, z najwyższymi wartościami powyżej 0,1°C rok^{-1} na stacjach w Rosji i Ukrainie. W lipcu ujemnymi wartościami trendu liniowego (do –0,08°C rok^{-1}) cechowały się stacje w Europie Zachodniej: Valentia, Brest, Paryż i Madryt. W sierpniu obszar z ujemnymi wartościami trendu obejmuje także stacje z południowych Niemiec i Półwyspu Apenińskiego, a na stacjach Nimes, Lyon i Payerne współczynnik trendu przekracza –0,1°C rok^{-1}. Dodatni trend cechuje stacje z Europy Środkowej i Wschodniej. W lipcu najwyższą wartość trendu 0,22°C rok^{-1} zaobserwowano na stacji Wołogda, w sierpniu wartości trendu powyżej 0,2°C rok^{-1} zaobserwowano na stacjach rosyjskich, w Charkowie oraz w Ankarze. We wrześniu ujemne wartości trendu zanotowano na stacjach Trapani, Ateny, Stambuł, Ankara (maksymalnie –0,14°C rok^{-1}). Na pozostałym obszarze zanotowano wzrost średniej temperatury miesięcznej – najsilniejszy na Półwyspie Iberyjskim (Madryt 0,27°C rok^{-1}), Półwyspie Skandynawskim (Ørland 0,2°C rok^{-1}) i w Europie Wschodniej (St. Petersburg 0,3°C rok^{-1}).

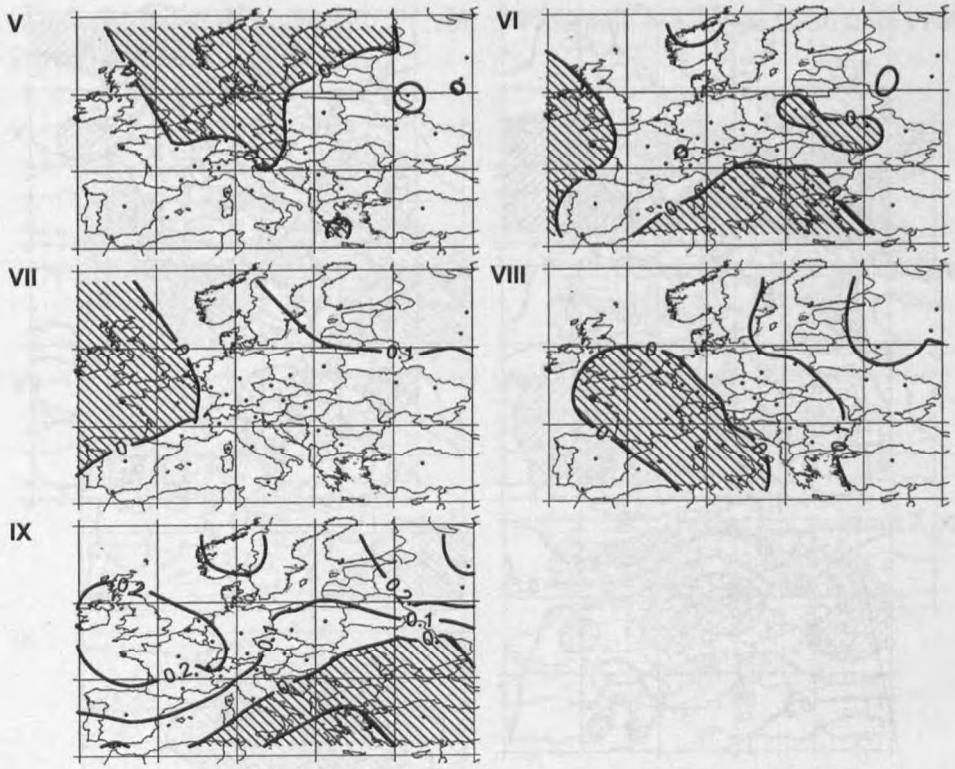
Dość podobny jest rozkład geograficzny trendu średnich miesięcznych wartości temperatury na poziomie 500 hPa (rys. 5.20). W maju i czerwcu wartości trendu liniowego są małe i tylko na stacji w Smoleńsku przekraczają 0,1°C rok^{-1}. W maju ujemne wartości trendu występują na stacjach z Półwyspu Skandynawskiego oraz Niemiec.



Rys. 5.19. Rozkład przestrzenny współczynnika trendu liniowego średniej miesięcznej temperatury powietrza na poziomie izobarycznym 850 hPa w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza ujemne wartości trendu

Fig. 5.19. Linear trend of mean monthly values of temperature at 850 hPa level in Europe in the period 1993–2007. The dashed area – negative values

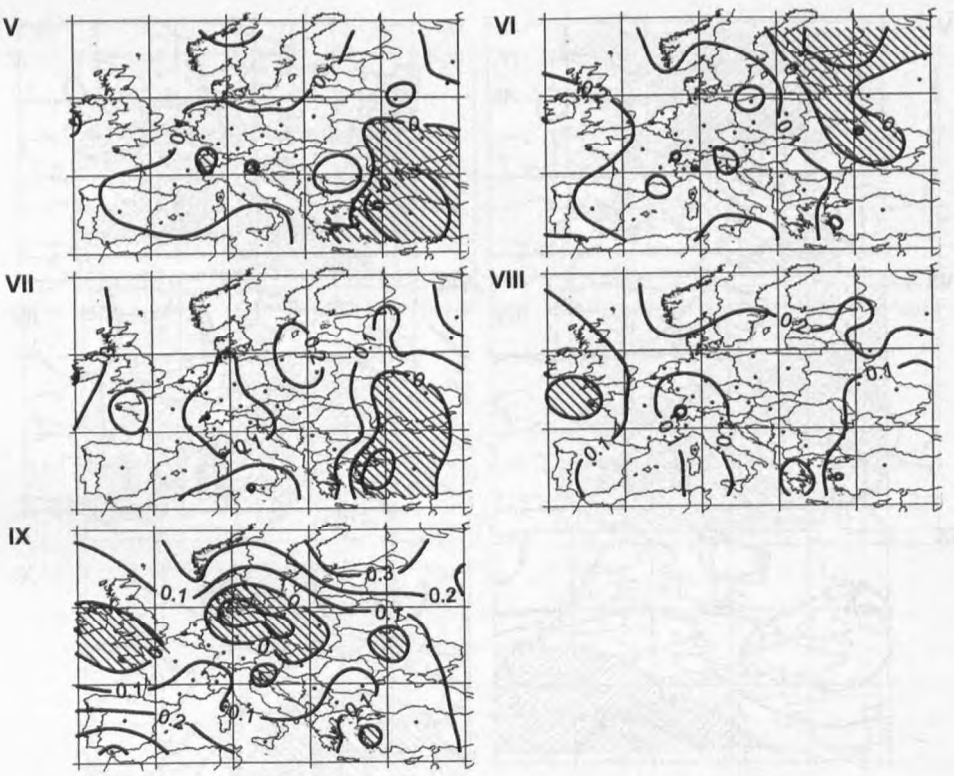
W czerwcu ujemnymi wartościami trendu temperatury powietrza cechują się stacje południowych Włoch, a także Ajaccio na Korsyce, Ateny i Izmir, ale również stacje reprezentujące klimat najbardziej oceaniczny, tj. Brest i Valentia. Lipiec, sierpień i wrzesień cechują się wyraźnym regionalnym zróżnicowaniem tendencji zmian temperatury powietrza. W lipcu i sierpniu spadek temperatury powietrza notuje się na obszarze Europy Zachodniej (Valentia, Brest, Paryż w lipcu) i na Półwyspie Apenińskim. Najwyższe dodatnie zmiany temperatury na poziomie 500 hPa zaobserwowano w Europie Wschodniej 0,12°C rok^{-1}. We wrześniu Europa Zachodnia cechuje się wzrostem średnich miesięcznych (0,2°C rok^{-1} na stacjach Valentia, Brest, Paryż), a ujemnymi wartościami cechują się stacje z rejonu południowo-wschodniego od stacji Trapani na Sycylii po Charków na Ukrainie.



Rys. 5.20. Jak dla rysunku 5.19, lecz dla poziomu 500 hPa

Fig. 5.20. As at Fig. 5.19, but for 500 hPa level

Warunki chwiejności atmosfery zależą również od warunków wilgotnościowych, zatem w kolejnym kroku zbadano zmiany wilgotności powietrza z użyciem średnich miesięcznych wartości temperatury punktu rosy na poziomach 850 i 700 hPa (rys. 5.21 i rys. 5.22). Zmiany średnich miesięcznych temperatury powietrza i temperatury punktu rosy, badane dla poszczególnych miesięcy pory ciepłej (maj–wrzesień), wskazują na dosyć duże zróżnicowanie przestrzenne w poszczególnych miesiącach. Na poziomie 850 hPa (rys. 5.19), w większości badanych stacji wartości trendu są dodatnie, przy czym maksymalne wartości nie przekraczają 0,3°C rok^{-1}. Ujemnymi wartościami trendu liniowego w maju, czerwcu i lipcu cechują się stacje wschodniej i południowej części Europy, tj. Kijów, Charków, Ankara, Ateny, Izmir i Stambuł. Wzrost temperatury punktu rosy zaobserwowano na stacjach Europy Zachodniej i Środkowej (powyżej 0,15°C rok^{-1}). We wrześniu spadkiem wilgotności powietrza cechują się stacje w strefie od Kijowa do Valentii, natomiast dodatnie zmiany (0,3°C rok^{-1}) wskazane zostały na stacjach z Półwyspu Skandynawskiego oraz na Półwyspie Iberyjskim.

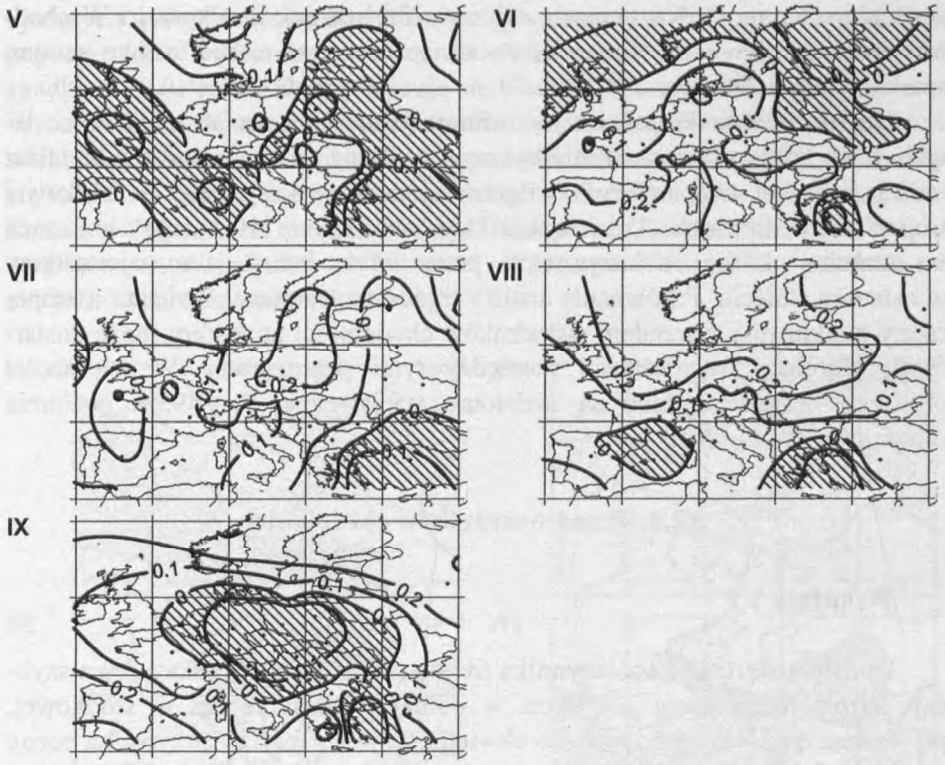


Rys. 5.21. Współczynnik trendu liniowego średniej miesięcznej temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza trend ujemny

Fig. 5.21. Linear trend of mean monthly values of dew point temperature at 850 hPa level in Europe in the period 1993–2007. The dashed area – negative values

Poziom 700 hPa (rys. 5.22) w stosunku do poziomu 850 hPa cechuje się większą liczbą stacji z ujemnymi trendami szczególnie w maju i czerwcu. W maju dodatnimi wartościami trendu charakteryzują się stacje z Półwyspu Skandynawskiego (0,2°C rok^{-1} na stacji Ørland), Półwyspu Iberyjskiego, a także stacje z Basenu Karpackiego. W czerwcu spadkiem temperatury punktu rosy na poziomie 700 hPa cechują się stacje ukraińskie oraz stacje z Półwyspu Skandynawskiego oraz St. Petersburg i Wołogda. Najwyższymi dodatnimi wartościami trendu, powyżej 0,2°C rok^{-1}, cechują się stacje z Półwyspu Iberyjskiego. Średnie wartości Td w lipcu i sierpniu charakteryzują się spadkiem przede wszystkim na stacjach w Turcji. W Izmirze wartość trendu przekracza –0,1°C rok^{-1}. Wrzesień cechuje się największymi spadkami średniej temperatury punktu rosy w latach 1993–2007. Ujemnymi wartościami trendu cechują się stacje środkowej Europy (z Niemiec, Polski, Austrii, Czech, i płn. Włoch). Na pozostałych obszarach zanotowano wzrosty temperatury punktu

rosy – najsilniejsze, powyżej 0,2°C rok^{-1}, w sierpniu w Europie Centralnej i na Półwyspie Skandynawskim.



Rys. 5.22. Jak dla rys. 5.21, lecz dla poziomu 700 hPa

Fig. 5.22. As at Fig. 5.21, but for 700 hPa level

Podsumowując ocenę zmian T i Td na badanych powierzchniach barycznych, należy podkreślić wyraźną tendencję wzrostu temperatury powietrza w lipcu i sierpniu we wschodniej Europie zarówno na poziomie izobarycznym 850, jak i 500 hPa (rys. 5.19 i rys. 5.20), przy czym w dolnej troposferze wzrost jest nieco silniejszy, niż w środkowej troposferze. Zachodnia i południowo-zachodnia Europa charakteryzuje się spadkiem średnich miesięcznych na obu poziomach. Zmiany średnich miesięcznych wartości temperatury punktu rosy nie wykazują jakiejś wyraźnej tendencji, poza średnimi września, gdyż na dużym obszarze Europy Centralnej wartości trendu liniowego są ujemne. Porównując wartości trendu T i Td w czerwcu, lipcu i sierpniu na znacznych obszarach Europy Zachodniej i Środkowej, można zauważyć, że temperatura powietrza rośnie szybciej niż temperatura punktu rosy zarówno

na poziomie 850, jak i 700 hPa (rys. 5.21 i rys. 5.22). Oznaczać to może spadek wilgotności powietrza. Potwierdza to rozkład przestrzenny współczynnika trendu średnich miesięcznych wartości różnic pomiędzy T i Td (nieprezentowane w pracy). Na stacjach z Europy Zachodniej, Środkowej i Wschodniej wartości trendu są dodatnie, co oznacza wzrost różnic, a tym samym spadek wilgotności.

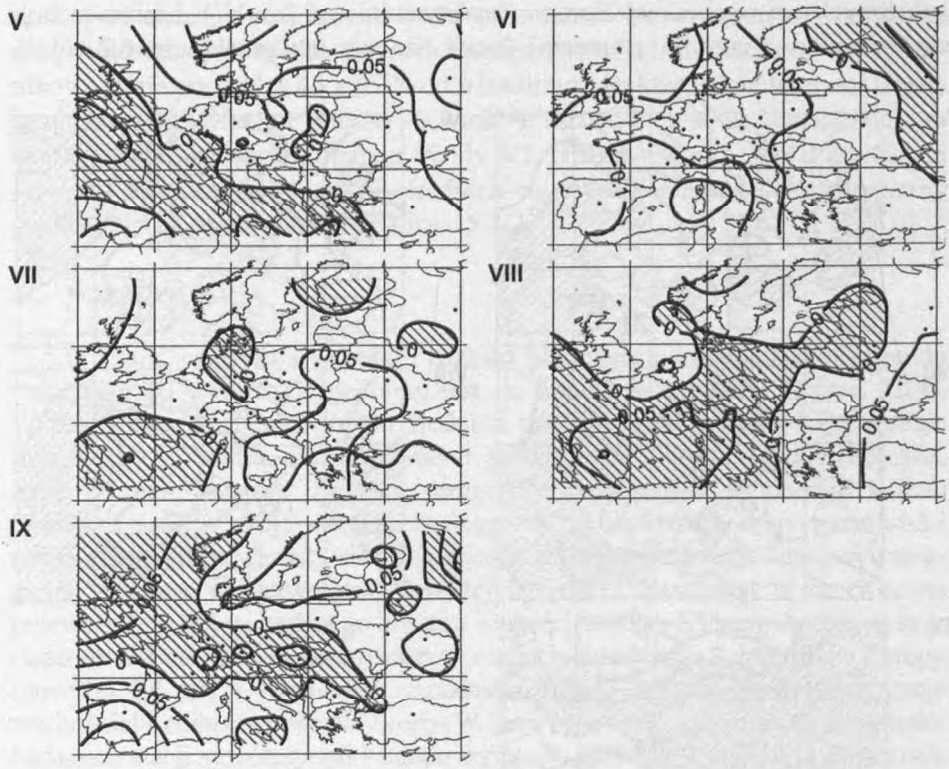
Otrzymane wyniki dostarczyły informacji na temat zmian w ostatnich latach, a tak krótki okres czasu nie był wystarczający do wnioskowania na temat tendencji zmian temperatury i wilgotności powietrza w dolnej i środkowej troposferze w dłuższym okresie czasu. Uzyskano jedynie informację o zmianach w ostatnim okresie, wskazywanym przez wiele badań jako najcieplejszy w ostatnim stuleciu. Porównanie analizy trendu temperatury powietrza i temperatury punktu rosy z trendem wskaźników chwiejności atmosfery może dostarczyć informacji o zależności pomiędzy tymi parametrami. W większości obliczone wartości trendu są nieistotne statystycznie przy 95% poziomie ufności.

5.2.2. Trend wskaźników chwiejności

Wskaźnik VT

Dodatnia wartość współczynnika trendu wskaźnika VT wskazuje na szybszy wzrost temperatury powietrza w dolnej troposferze niż w środkowej, prowadząc tym samym do wzrostu chwiejności atmosfery. W przypadku oceny zmian średnich miesięcznych zauważa się pewne zróżnicowanie przestrzenne w poszczególnych miesiącach. W maju spadek tego wskaźnika zauważalny jest na znacznym obszarze (rys. 5.23), obejmującym obszar od Europy Zachodniej, poprzez Półwysep Apeniński, do stacji w Legionowie i Budapeszcie. Wartości współczynnika trendu nie są wysokie i jedynie na stacjach najbardziej oceanicznych (Valentia i Brest) oraz na stacjach Trapani (Sycylia) i Ateny przekraczają 0,05 rok^{-1}. Na pozostałym obszarze wartości trendu są dodatnie, z najwyższymi wartościami (0,06 rok^{-1}) na stacjach skandynawskich i rosyjskich. Średnie wartości wskaźnika VT w czerwcu cechują się największymi zmianami w większości badanych stacji. Ujemny trend VT obserwowany jest na stacjach: Moskwa, Wołogda, Petersburg i Charków, podczas gdy na pozostałym obszarze wartości trendu są dodatnie, osiągając swoje maksimum (0,1 rok^{-1}) na obszarze południowej Francji, Włoch i Korsyki. W przypadku średnich miesięcznych lipca na większości stacji notuje się dodatnie wartości trendu z najwyższymi wartościami na stacjach Europy Centralnej (powyżej 0,05 rok^{-1}). Spadkiem średnich miesięcznych lipca cechowały się stacje

Półwyspu Iberyjskiego, a także kilka stacji niemieckich i rosyjskich, przy czym wartości trendu są bardzo niskie i nie przekraczają 0,05 rok^{-1}. W sierpniu na większości stacji notowany jest spadek wartości średnich VT. Strefa ujemnych wartości trendu obejmuje rozległy obszar od Półwyspu Iberyjskiego poprzez środkową Europę, po stacje Smoleńsk i St. Petersburg. Największymi spadkami (0,01 rok^{-1}) charakteryzują się Madryt, Ajaccio na Korsyce i Nimes. Wzrosty średnich miesięcznych zanotowano na stacjach z Rumunii, Turcji i Ukrainy. We wrześniu natomiast ujemnymi wartościami trendu cechowały się stacje z podłużnej strefy od stacji Valentia i Brest, poprzez stacje leżące we Francji i Niemczech po Bukareszt i Budapeszt. Dodatni kierunek trendu zaobserwowano jedynie na Ukrainie, Półwyspie Iberyjskim, a także na stacjach Łeba, Jokioinen i Schleswig.



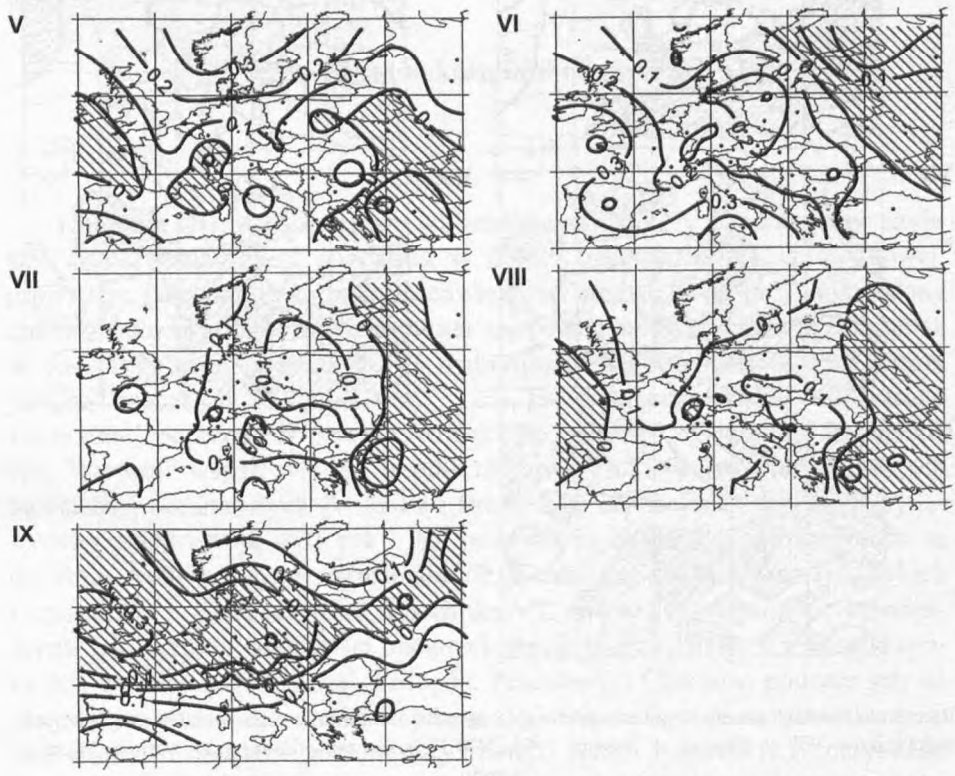
Rys. 5.23. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika trendu liniowego średnich miesięcznych wskaźników VT w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany to wartości ujemne trendu

Fig. 5.23. Linear trend of mean monthly values of VT index in Europe in the period 1993–2007 The dashed area – negative values

Wskaźnik TTI

Zmiany warunków chwiejności atmosfery są konsekwencją zmian w gradiencie temperatury, a także zmian w warunkach wilgotności powietrza. Te dwa czynniki oceniane są w indeksach TTI i KI.

Analiza przebiegu średnich miesięcznych wartości wskaźnika TTI wskazuje na to, że chwiejność na większości badanych stacji wzrosła (rys. 5.24). Wyraźnie zaznacza się tu obszar Europy Zachodniej, Południowej i Środkowej cechujący się wysokimi dodatnimi wartościami współczynnika trendu w czerwcu i lipcu. Rozkład przestrzenny wartości trendu w czerwcu koresponduje z rozkładem przestrzennym trendu współczynnika VT (rys. 5.23). Największymi dodatnimi zmianami (powyżej 0,3 rok^{-1}) charakteryzują się stacje Brest, Gibraltar i Trapani na Sycylii. Ujemne wartości trendu występują na stacjach położonych we wschodniej Europie (maksymalnie –0,2 rok^{-1}). Lipiec cechuje się stosunkowo małymi zmianami (trend liniowy nie przekracza 0,2 rok^{-1}).



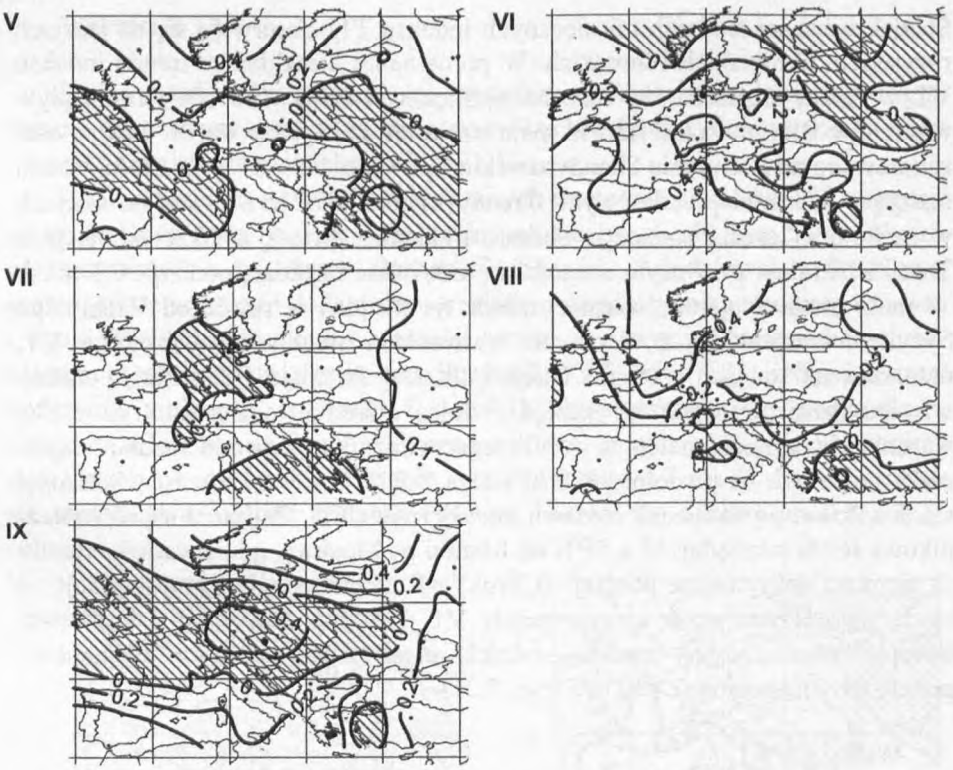
Rys. 5.24. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika TTI

Fig. 5.24. As at Fig. 5.23, but for TTI index

Spadek wartości średnich miesięcznych indeksu TTI obserwuje się na stacjach rosyjskich, ukraińskich i tureckich. W porównaniu z rozkładem trendu indeksu VT w lipcu, zaznacza się znaczna różnica wskazująca na silniejszy wpływ warunków wilgotnościowych. W maju i sierpniu najwyższy wzrost chwiejności zanotowano na Półwyspie Skandynawskim (powyżej 0,3 rok^{-1}) i wartości trendu maleją w kierunki południowym. Trendy ujemne zaobserwowano na stacjach w zachodniej części badanego obszaru (Valentia, Brest), a także na stacjach Turcji i Ukrainy, przy czym wartości są niewielkie i spadają poniżej –0,1 rok^{-1}. W maju niskie i ujemne wartości trendu na stacjach w strefie od Valentii po Sycylię korespondują z ujemnymi wartościami trendu współczynnika VT, natomiast na stacjach z terenu Turcji i Ukrainy (w maju i sierpniu), pomimo wzrostu różnic temperatury pomiędzy dolną i środkową Europą (rys. 5.23), warunki chwiejności maleją w ocenie tego wskaźnika z powodu spadku wilgotności powietrza na poziomie 850 hPa (rys. 5.21). We wrześniu na większości stacji notowany jest spadek średnich miesięcznych TTI. Zaznacza się równoleżnikowa strefa pomiędzy 45 a 55°N od Irlandii po Moskwę, gdzie wartości trendu są ujemne (maksymalnie poniżej –0,3 rok^{-1}). Rozkład ten silnie koresponduje ze strefą wyznaczoną przez ujemne trendy VT. Także w zachodniej i środkowej Europie notowany jest spadek średnich miesięcznych wartości temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa (rys. 5.21).

Wskaźnik KI

W maju, czerwcu i wrześniu rozkład przestrzenny współczynnika trendu wskaźnika KI (rys. 5.25) podobny jest do trendu wskaźnika TTI (rys. 5.24). W maju strefa ujemnych zmian średnich miesięcznych wartości KI obejmuje dwa rejony: pierwszy w zachodniej i południowej Europie (stacje Valentia, Brest, Nimes, Payerne, Ajaccio), drugi obejmuje stacje Legionowo, Kijów, Charków, a także stacje tureckie. Na pozostałym obszarze w maju wartości KI rosły, a najwyższe wzrosty średnich miesięcznych wskaźnika KI zaobserwowano na stacjach w Norwegii – powyżej 0,3 rok^{-1}. Natomiast w czerwcu na przeważającej części badanego obszaru wartości indeksu KI wzrosły. Najwyższe dodatnie wartości trendu zanotowano na stacjach południowej i zachodniej Europy (powyżej 0,4 rok^{-1}). Ujemnymi wartościami trendu charakteryzowały się stacje wschodniej i północnej części Europy. W lipcu i sierpniu, podobnie, na większości badanych stacji współczynniki trendu osiągnęły dodatnie wartości, a najwyższe wartości notowano na stacjach centralnej i północnej Europy. Jedynie stacje Ukrainy i Turcji cechowały się spadkiem wartości średnich miesięcznych indeksu KI. We wrześniu tendencja zmian warunków chwiejności przybiera jednak odmienny rozkład. Na stacjach od Irlandii poprzez Francję, Niemcy, Polskę aż po Ukrainę notuje się spadek średnich miesięcznych wartości indeksu KI w latach 1993–2007, przy czym wartości trendu spadają poniżej –0,3 rok^{-1}.



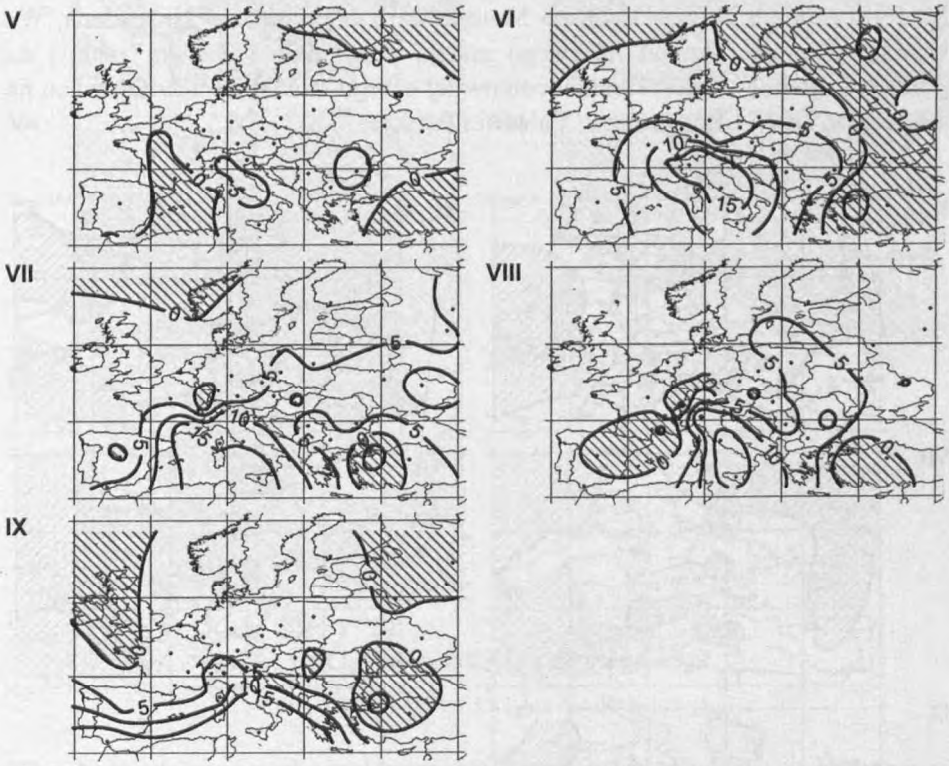
Rys. 5.25. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika KI

Fig. 5.25. As at Fig. 5.23, but for KI index

Podsumowując ocenę zmian warunków chwiejności na podstawie wskaźników VT, TTI i KI w maju, czerwcu i lipcu na większości stacji trendy średnich miesięcznych są dodatnie (60–80% badanych stacji). Analiza wartości trendu wskazuje na to, że najwyższymi wartościami charakteryzują się wskaźniki TTI i KI (najwyższe wartości przekraczają 0,4 rok^{-1}), podczas gdy wartości trendu dla wskaźnika VT nie przekraczają 0,1 rok^{-1}. Kolejną ważną informacją jest spostrzeżenie, że w maju i czerwcu znacznie większy wpływ na zmiany niestabilności mają zmiany gradientu temperatury (rozkład geograficzny trendu wskaźników TTI i KI podobny jest do rozkładu przestrzennego trendu wskaźnika VT), natomiast w lipcu i sierpniu na kierunek zmian chwiejności wpływ mają zmiany wilgotności powietrza. Wrzesień cechuje się największymi spadkami wartości wskaźników chwiejności. Na ponad połowie stacji wartości współczynnika trendu są ujemne. Dla wszystkich trzech wskaźników rozkład geograficzny jest bardzo podobny, przy czym najsilniejszy spadek obserwowany jest dla wskaźnika KI. Na większości stacji obliczone wartości trendu są nieistotne statystycznie (załącznik II, załącznik III, załącznik IV).

Wskaźnik CAPE

Zmiany wartości wskaźnika CAPE są pochodną różnego tempa zmian temperatury w całym przekroju troposfery, a także zmian warunków wilgotności. Wskaźnik CAPE uwzględnia również wartości temperatury i wilgotności powietrza w warstwie granicznej. Zmiany temperatury i wilgotności powietrza opisywane szeroko np. w raportach IPCC mogą być potencjalną przyczyną zmian warunków chwiejności, a wskaźnik CAPE, w przeciwieństwie do innych wskaźników, uwzględnia również te zmiany.

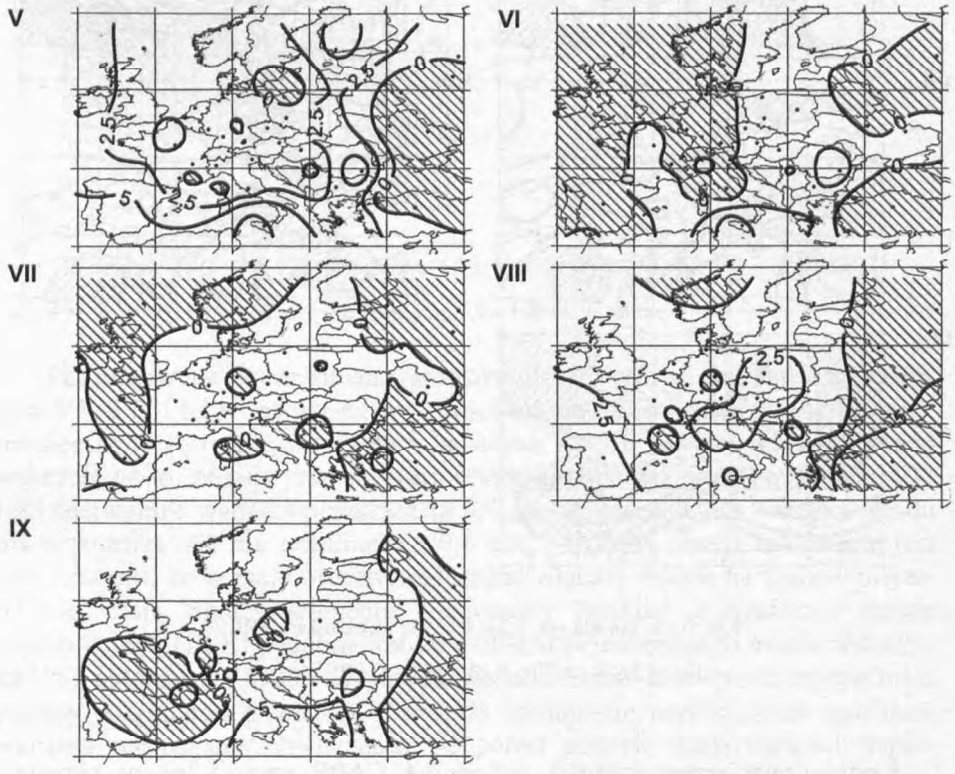


Rys. 5.26. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika CAPE

Fig. 5.26. As at Fig. 5.23, but for CAPE index

Średnie miesięczne wartości wskaźnika CAPE (rys. 5.26) w okresie 1993–2007 cechowały się na większości badanych stacji dodatnimi wartościami trendu liniowego. W poszczególnych miesiącach rozkład przestrzenny współczynnika trendu CAPE cechuje się dużą zmiennością przestrzenną. O ile

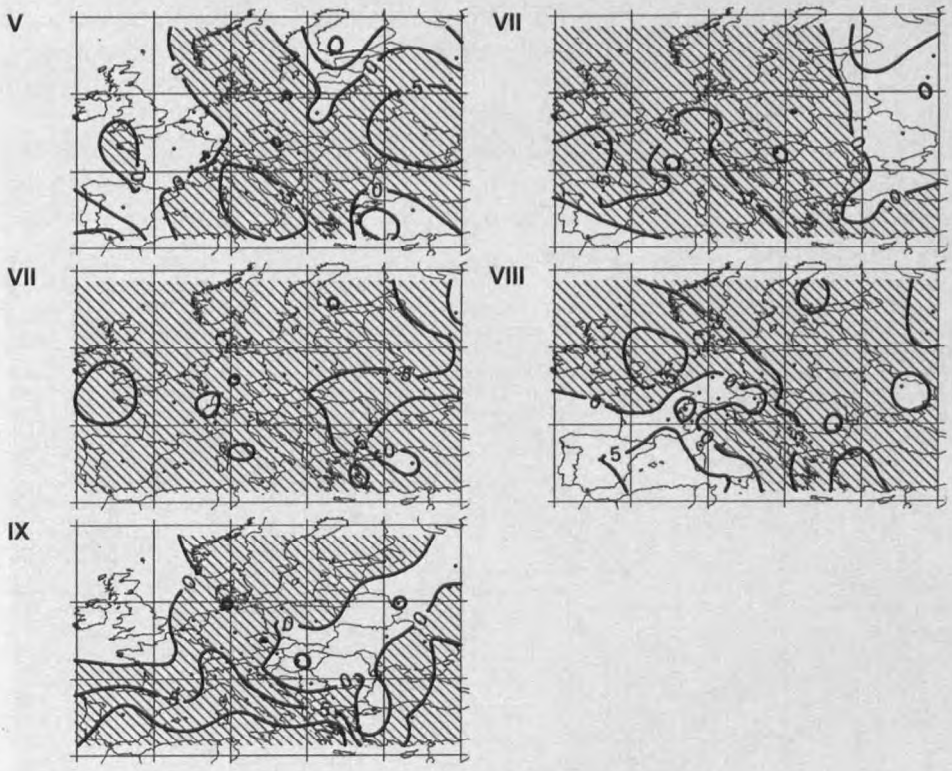
wartości trendu w maju przekroczyły maksymalnie 5 J kg^{-1} rok^{-1} (na stacjach Mediolan i Rzym), o tyle średnie miesięczne czerwca cechowały się znacznie większymi zmianami. Najwyższy wzrost zanotowano na stacjach południowej Francji i Włoch (powyżej 10 J kg^{-1} rok^{-1}). Spadkiem średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE cechowały się stacje Rosji, Ukrainy i Turcji. Najsilniejsze dodatnie zmiany wskaźnika CAPE na stacjach Półwyspu Apenińskiego (powyżej 10 J kg^{-1} rok^{-1}) zanotowano także w przypadku średnich miesięcznych lipca i sierpnia. Na pozostałym obszarze wartości trendu są niższe, natomiast ujemne na stacjach Stambuł, Izmir, a także na stacjach norweskich. W sierpniu dodatkowo zaznacza się znacznie większa strefa o ujemnym trendzie CAPE od Madrytu poprzez Nimes, Lyon po Monachium i Mainingen w Niemczech. We wrześniu wartości trendu liniowego maleją z południa (15 J kg^{-1} rok^{-1}) na północ, a ujemne wartości trendu całkowitej energii chwiejności zanotowano na stacjach w Turcji i Rosji oraz w Valentii i Breście.



Rys. 5.27. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika LFC

Fig. 5.27. As at Fig. 5.23, but for LFC index

Całkowita energia chwiejności wyznaczona jest w atmosferze pomiędzy poziomem swobodnej konwekcji (LFC) i poziomem wyrównania (EL). Zmiany w wartości CAPE uzależnione mogą być od zmian w poziomie swobodnej konwekcji i poziomie wyrównania. Trend średnich miesięcznych poziomu swobodnej konwekcji w większości badanych stacji jest dodatni (rys. 5.27).



Rys. 5.28. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika EL

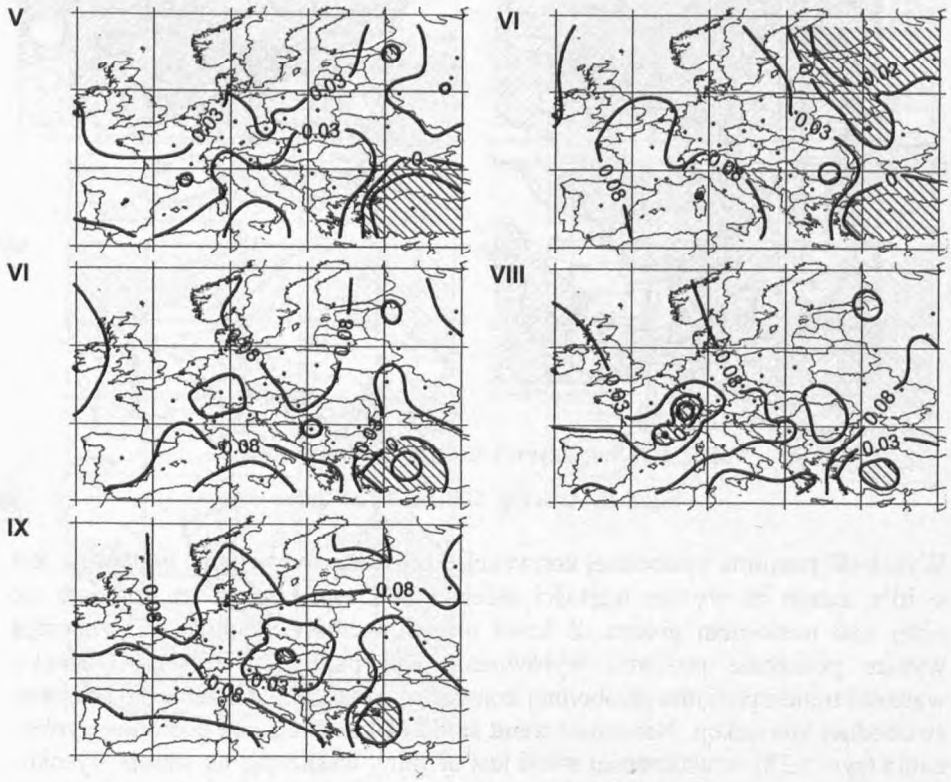
Fig. 5.28. As at Fig. 5.23, but for EL index

Wysokość poziomu swobodnej konwekcji i poziomu wyrównania podawana jest w hPa, zatem im wyższe wartości indeksu LFC tym poziom ten znajduje się niżej nad poziomem gruntu. Z kolei niższe wartości indeksu EL oznaczają wyższe położenie poziomu wyrównania nad poziomem gruntu. Dodatnie wartości trendu poziomu swobodnej konwekcji oznaczają obniżenie się poziomu swobodnej konwekcji. Natomiast trend średnich miesięcznych poziomu wyrównania (rys. 5.28) w większości stacji jest ujemny, wskazując na wzrost wysokości poziomu wyrównania w przekroju pionowym troposfery. Obniżenie poziomu swobodnej konwekcji i wzrost poziomu wyrównania pokazano również w badaniach nad zmianami warunków chwiejności w strefie tropikalnej (Gettelman

i in. 2002). Porównanie rozkładów przestrzennych wartości trendów LFC i EL z wartościami trendu CAPE pozwala na wyróżnienie rejonu południowo-zachodniej Europy, gdzie wyraźnie ujemne trendy EL i dodatnie trendy LFC korespondują z dodatnimi trendami wskaźnika CAPE.

Ważną rolę w kształtowaniu niestabilności atmosfery mają również warunki wilgotności powietrza w warstwie przypowierzchniowej. Wysoka zawartość pary wodnej w warstwie granicznej decyduje o wysokości poziomu kondensacji oraz o wartości całkowitej energii chwiejności. Ocenę zmian warunków wilgotności powietrza dokonano za pomocą stosunku zmieszania (MR) uśrednionego dla dolnych 500 m n.p.g.

Na podstawie średnich miesięcznych wartości tego indeksu dokonano oceny zmian warunków wilgotności w latach 1993–2007. Praktycznie na wszystkich badanych stacjach, za wyjątkiem Izmiru, Stambułu i Ankary, w badanym okresie warunki uwilgotnienia rosły (rys. 5.29). Największe wzrosty notowano na stacjach w pd.-zach. Europie. Maleją one w kierunku północno-wschodnim.



Rys. 5.29. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika MR

Fig. 5.29. As at Fig. 5.23, but for MR index

W poszczególnych miesiącach rozkład przestrzenny trendu MR znacznie się zmienia, jednak jest bardzo podobny do rozkładu przestrzennego trendu średnich miesięcznych wartości CAPE. Wyraźnie jest to widoczne w przypadku średnich miesięcznych czerwca lub sierpnia. W czerwcu najwyższe wartości współczynnika trendu MR obserwowane są na stacjach Włoch i Francji i maleją w kierunku północno-wschodnim, osiągając ujemne wartości na stacjach na Ukrainie i Rosji. Jest to rozkład bardzo podobny do rozkładu trendu CAPE. W sierpniu ujemne wartości trendu MR obserwowano w Nimes i Pajerne, podobnie jak w przypadku trendu CAPE, gdzie jego średnie miesięczne wartości są ujemne. Na większości stacji obliczone wartości trendu są nieistotne statystycznie (załącznik V, załącznik VI, załącznik VII, załącznik VIII).

6. WPŁYW OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ NA WARUNKI CHWIEJNOŚCI W EUROPIE

Warunki klimatyczne Europy w znacznej mierze kształtowane są przez dwa ośrodki baryczne znad Oceanu Atlantyckiego: Wyż Azorski i Niż Islandzki. Współdziałanie tych ośrodków decyduje o rodzajach mas powietrza napływających nad Europę, a tym samym o warunkach pogodowych. Intensywność i charakter tego współdziałania określana jest przez wskaźnik Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) (Jones 1997). Wskaźnik ten należy do najbardziej znanych i najczęściej stosowanych miar cyrkulacji atmosfery w rejonie europejskim. Oscylacja Północnoatlantycka w znacznym stopniu wpływa na temperaturę powietrza w Europie, szczególnie okresu zimowego (Hurrel 1995, Hurrel i von Loon 1997, Toumenvirta i in. 1998, Greatbatch 2000, Huang i in. 2006). Kolejnym nurtem badań nad wpływem Oscylacji Północnoatlantyckiej na klimat Europy są badania nad aktywnością cyklonalną. Wyniki tych prac wskazują na wzrost intensywności cyklonalnej w latach o dodatnich wartościach NAO (Carleton 1988, Serreze i in. 1997). Zależność obserwowana jest także w przypadku opadów atmosferycznych. W miesiącach zimowych z dodatnią fazą Oscylacji Północnoatlantyckiej związane są wyższe sumy opadów w Europie Zachodniej i na Półwyspie Skandynawskim. Ujemna faza NAO w zimie przynosi wzrost opadów nad Półwyspem Iberyjskim powodowany napływem wilgotnych mas powietrza z południowego zachodu (Alexandersson 1996, Almerza i Lopez 1996, Wibig 2001). W porze letniej, w przypadku ujemnej fazy NAO notuje się wzrost opadów w całej Europie za wyjątkiem Skandynawii. Ujemna faza NAO przynosi istotny spadek opadów atmosferycznych w Europie Zachodniej (Wibig 2001).

Cykliczność wzajemnego oddziaływania dwóch ośrodków barycznych znad Oceanu Atlantyckiego determinuje cykliczność warunków klimatycznych Europy. Z przeprowadzonych badań nad przebiegiem czasowym średnich miesięcznych wartości indeksów chwiejności wynika pewna zmienność chwiejności atmosfery z zaznaczającymi się co kilka lat okresami o wyższych wartościach tych wskaźników (rozdz. 5). Powstaje zatem pytanie, czy istnieje zależ-

ność pomiędzy Oscylacją Północnoatlantycką a warunkami chwiejności atmosfery w badanym obszarze Europy? Związek pomiędzy wskaźnikiem Oscylacji Północnoatlantyckiej, a wartościami indeksów chwiejności oceniono za pomocą estymatora współczynnika korelacji liniowej Pearsona r z próby losowej zdefiniowanego jako (Sobczyk 1997):

$$r = \frac{cov_{xy}}{s_x s_y}, \tag{6.1}$$

gdzie cov_{xy} jest kowariancją zmiennych x i y z próby, a s_x i s_y są estymatorami odchylenia standardowego odpowiednio zmiennych x i y.

Badanie przeprowadzono na podstawie średnich miesięcznych wskaźników chwiejności z lat 1993–2007, a wartości wskaźnika NAO zostały pobrane z serwera meteorologicznego NOAA (http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao_index.html). Wskaźnik NAO został policzony na podstawie rozkładu ciśnienia na poziomie 700 hPa z użyciem metody składowych głównych z rotacją *varimax* (Barnston i Livezey 1987).

Współczynniki korelacji zostały policzone dla średnich miesięcznych poszczególnych miesięcy letnich (maj, czerwiec, lipiec, sierpień, wrzesień). Istotność współczynnika korelacji została zbadana za pomocą testu t Studenta (Sobczyk 1997):

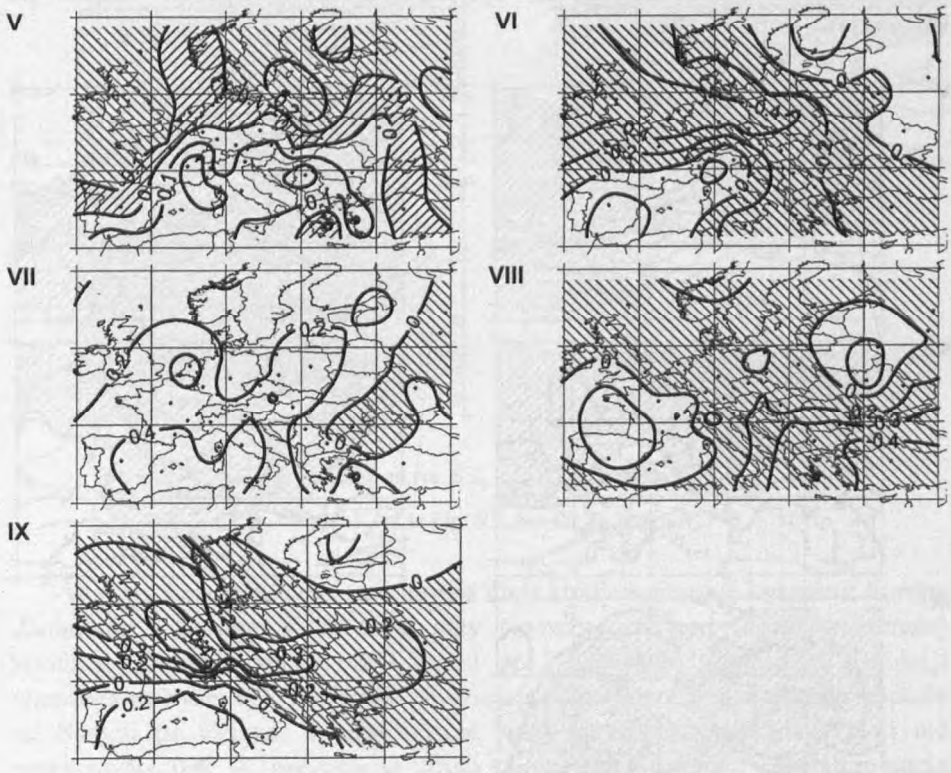
$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{1 - r_{xy}^2}} \sqrt{n-2}, \tag{6.2}$$

gdzie:

n – liczebność próby.

Z uwagi na fakt, że nie na wszystkich stacjach serie pomiarowe obejmowały lata 1973–2007 współczynniki korelacji liniowej Pearsona policzono dla lat 1993–2007. Dla takiej próby współczynniki korelacji liniowej o wartości bezwzględnej 0,45 i 0,65 są istotne statystycznie na poziomie ufności 90 i 99%. Badanie zależności dla miesięcy letnich wskazało pewną zmienność w rozkładzie przestrzennym współczynnika korelacji w poszczególnych miesiącach.
W maju dodatnia zależność pomiędzy indeksami chwiejności VT, TTI i KI a wskaźnikiem NAO obserwowana jest dla stacji z południowo-zachodniej Europy (rys. 6.1, 6.2 i 6.3). Najsilniejsza korelacja notowana jest na stacjach położonych w sąsiedztwie Alp i południowej Francji powyżej 0,2 i 0,4 – odpowiednio dla wskaźników VT i TTI oraz KI. W czerwcu dla większości stacji współczynniki korelacji są ujemne. Najsilniejszy ujemny związek (wartość

współczynnika korelacji osiąga wartości 0,4) obserwowany jest na stacjach od Valentii po Legionowo. Dodatnia zależność w przypadku VT (rys. 6.1) obserwowana jest na stacjach Półwyspu Iberyjskiego, północnych Włoszech, a także Rosji i Ukrainy, natomiast w przypadku indeksu TTI i KI (rys. 6.2, 6.3) na stacjach z Półwyspu Skandynawskiego oraz na stacjach Rzym, Ajaccio (dla indeksu TTI) oraz Madryt (wskaźnik KI). W lipcu na większości stacji wskazana została dodatnia zależność pomiędzy wskaźnikiem Oscylacji Północnoatlantyckiej i wartości indeksu VT (rys. 6.1). Najwyższą wartością wskaźnika korelacji liniowej cechują się stacje Europy Południowo-Zachodniej (> 0,4).

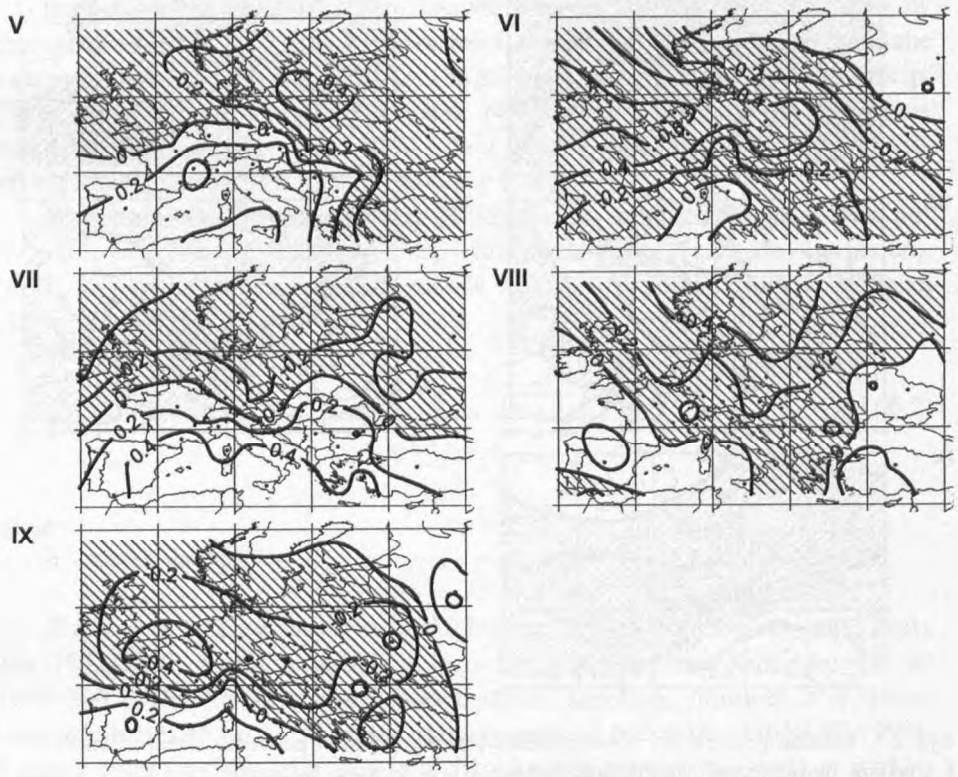


Rys. 6.1. Rozkład przestrzenny współczynnika korelacji liniowej pomiędzy wskaźnikiem NAO a średnimi miesięcznymi wartościami indeksu VT w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza ujemne wartości korelacji

Fig.6.1. The spatial distribution of correlation coefficient between NAO index and mean monthly values of VT index in Europe in the period 1993–2007. The dashed are – negative correlation

W sierpniu natomiast dominuje ujemny kierunek zależności. Najsilniejszą ujemną zależnością cechują się stacje z rejonu Basenu Karpackiego (–0,2) i stacje tureckie (–0,4). Dodatnie wartości współczynnika korelacji wskazane zostały dla

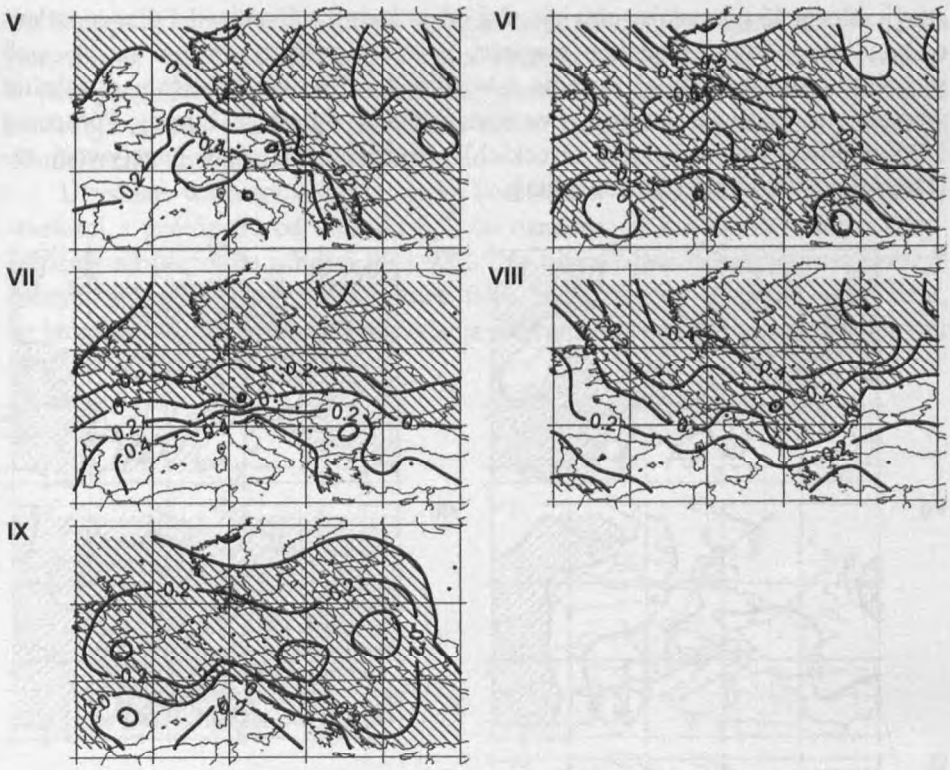
stacji francuskich oraz na części stacji z Rosji i Ukrainy, przy czym dodatnie wartości współczynnika korelacji są niewielkie i nie przekraczają wartości 0,2. W przypadku indeksów TTI i KI (rys. 6.2 i 6.3) dodatnią korelacją z NAO cechują się stacje z południa Europy, gdzie w lipcu wartości współczynnika korelacji przekraczają wartość 0,4 dla obu wskaźników, natomiast stacje położone na północ od 45°N cechują się ujemną zależnością. Najsilniejsza ujemna zależność wskazana została w sierpniu na stacjach z Półwyspu Skandynawskiego, gdzie wartości współczynnika korelacji przekraczają –0,4. We wrześniu na większości stacji współczynniki korelacji są ujemne (z wartościami wskaźnika –0,2 do –0,4) na stacjach w strefie od Valentii po Budapeszt.



Rys. 6.2. Jak na rys. 6.1, lecz dla wskaźnika TTI

Fig. 6.2. As at Fig. 6.1, but for TTI index

Rozkład przestrzenny współczynnika korelacji dla wskaźnika CAPE (rys. 6.4) nawiązuje do rozkładu współczynnika korelacji dla indeksu VT (rys. 6.1).



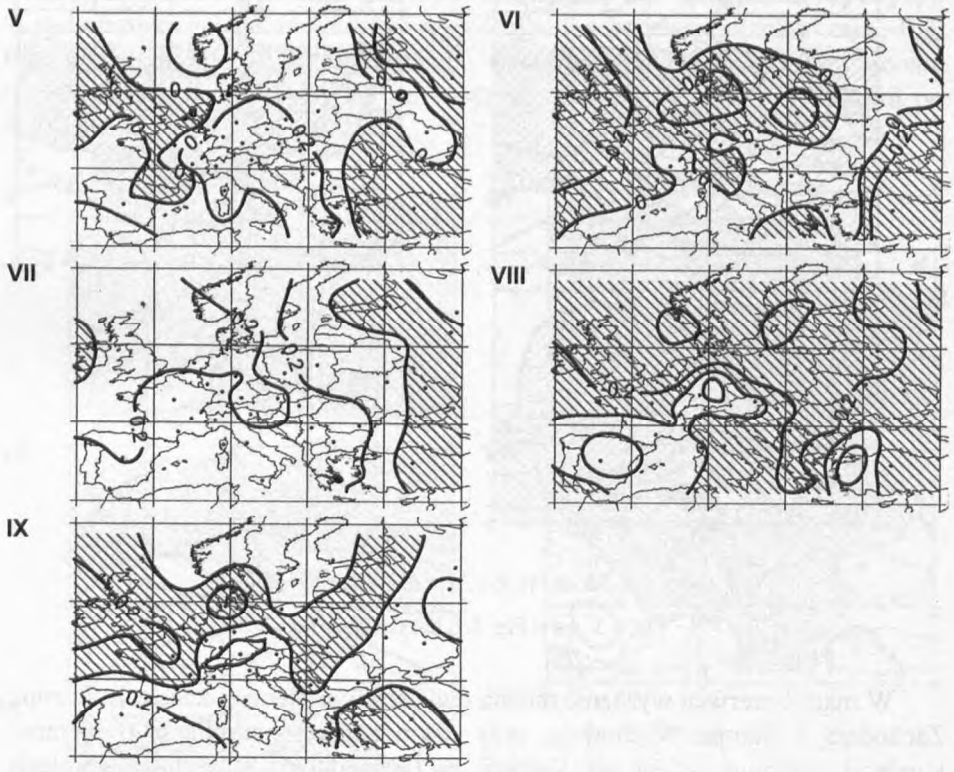
Rys. 6.3. Jak na rys. 6.1, lecz dla wskaźnika KI

Fig. 6.3. As at Fig. 6.1, but for KI index

W maju i czerwcu wyróżnić można dwie strefy o ujemnej korelacji: Europę Zachodnią i Europę Wschodnią, przy czym w czerwcu obszar o ujemnej korelacji obejmuje stacje od Valentii po Legionowo, a wartości korelacji wzrastają powyżej 0,2. Dodatnią zależnością w maju cechują się stacje w pasie od Sycylii po Ørland, a najsilniejsze wartości współczynnika korelacji nie przekraczają 0,4. W czerwcu ta strefa ulega zmniejszaniu i obejmuje stacje położone od Gibraltaru poprzez Sycylię, Budapeszt, Kijów, Jokioinen po Ørland, przy czym wartości dodatnie współczynnika korelacji są bardzo niskie, nie przekraczają 0,2. W lipcu na większości stacji obserwowana jest dodatnia zależność. Najwyższe wartości współczynnika korelacji są odnotowane na stacjach rejonu Morza Śródziemnego (od Gibraltaru po Ateny), a także na stacjach Francji, Niemiec i Półwyspu Skandynawskiego.

Ujemna zależność jest charakterystyczna dla stacji położonych na wschodzie badanego obszaru (od Jokioinen po Ankarę), przy czym wartości współczynnika korelacji są niewielkie i nie przekraczają 0,2. W sierpniu na większości

stacji zależność warunków chwiejności od wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej jest ujemna. Dodatnie wartości korelacji zaobserwowano na stacjach w południowo-zachodniej Europie i w obrębie Alp. We wrześniu dodatnimi wartościami korelacji liniowej Pearsona cechują się stacje Europy Północnej i Południowej (za wyjątkiem tureckich) przedzielone strefą o negatywnej zależności od Valentii po St. Petersburg.



Rys. 6.4. Jak na rys. 6.1, lecz dla wskaźnika CAPE
Fig. 6.4. As at Fig. 6.1, but for CAPE index

Podsumowując przeprowadzone badanie zależności wybranych wskaźników chwiejności i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej, można wnioskować, że rejon południowej Europy, tj. stacje Gibraltar, Madryt, Nimes i stacje włoskie, cechuje się wzrostem chwiejności atmosfery w czasie dodatniej fazy NAO. W ciepłej porze roku intensywność NAO polega na zwiększonej roli Wyżu Azorskiego, który klinem sięga daleko w kierunku północno-wschodnim. Nad Europą Południową dominuje cyrkulacja południowo-zachodnia. Napływające ciepłe powietrze, dodatkowo wzbogacone w wilgoć nad Morzem Śródziemnym, stwarza dogodne warunki do rozwoju konwekcji. Północna i zachod-

nia Europa w większości cechuje się spadkiem chwiejności atmosfery w czasie pozytywnej fazy oscylatora. Północna Francja, Holandia, północne Niemcy i Półwysep Skandynawski objęte są silną cyrkulacją strefową. Silniejsza adwekcja chłodu w dolnej troposferze niż w środkowej troposferze powoduje zmniejszenie chwiejności atmosfery.

Uzyskane wartości współczynnika korelacji w większości przyjmują niskie wartości z przedziału od –0,2 do 0,2, co oznacza, że nie są one istotne statystycznie na poziomie ufności 90 i 95%. Na niską istotność statystyczną otrzymanych wyników wpływ może mieć fakt, że do analizy wybrano okres letni, w którym związki pomiędzy Oscylacją Północnoatlantycką i poszczególnymi elementami klimatu są najsłabsze.

7. SYMULACJE ZMIAN WARUNKÓW CHWIEJNOŚCI W XX I XXI WIEKU Z UŻYCIEM REGIONALNYCH MODELI KLIMATU

Wzrastające stężenie gazów cieplarnianych i ich oddziaływanie na bilans radiacyjny, wskazywane są jako główne czynniki wpływu działalności człowieka na klimat Ziemi (Folland 2001, Forster 2007). Wiele badań dowodzi, że obserwowane zmiany w ostatnim 50-leciu powodowane są w pewnym stopniu przez działalność człowieka (IPCC 2007). Przed współczesną klimatologią stawiane jest zatem pytanie, jakich zmian klimatu możemy się spodziewać w przypadku różnych zmian koncentracji gazów cieplarnianych w przyszłości? Jedynym sposobem oceny tego problemu są symulacje warunków klimatycznych dla różnych scenariuszy koncentracji gazów cieplarnianych w przyszłości z wykorzystaniem istniejących modeli klimatu.

Model klimatu to trójwymiarowy model matematyczny, opisujący system klimatyczny, wykorzystywany do badania przyczyn obserwowanych zmian, a także symulowania zmian klimatu w przyszłości. Zagadnienie modelowania klimatu liczy sobie już ponad 40 lat (McGregor 1997, McGuffie i Henderson-Sellers 2001, 2005). Początkowo stosowane modele zero-, jedno- lub dwuwymiarowe cechowały się dużym uproszczeniem systemu klimatycznego. Wraz ze wzrostem mocy obliczeniowej poszerzano je o kolejne procesy atmosferyczne, a także zwiększano rozdzielczość czasową i przestrzenną.

Do kategorii modeli zero- lub jednowymiarowych należą modele bilansu energii – EBMs (*Energy Balance Models*). Rozpatrują one temperaturę powierzchni Ziemi, uwzględniając wymianę energii drogą promieniowania. Parametryzacji poddaje się takie procesy jak: albedo powierzchni, albedo planetarne, efekt cieplarniany i wymianę energii drogą transportu turbulencyjnego i utajonego ciepła parowania. Modelem zerowymiarowym nazywa się taki model, w którym bilans radiacyjny liczony jest dla całej Ziemi. Jeżeli bilans radiacyjny liczony jest dla poszczególnych szerokości geograficznych, mówimy o modelu jednowymiarowym.

Modele radiacyjno-konwekcyjne – RC (*Radiative-convective*) rozpatrują zagadnienie pionowego profilu temperatury, opierając się na bilansie radiacyjnym, poszerzonym o procesy konwekcyjne. Uwzględnia on takie parametry jak: grubość optyczną atmosfery, zachmurzenie, albedo i bilans ciepła w gruncie. W przekroju pionowym atmosfera dzielona jest na szereg poziomów i oceniana jest wymiana energii na drodze promieniowania pomiędzy poziomami. Obok bilansu cieplnego uwzględnia się również strumienie masy i wilgoci w przekroju pionowym. Symulacje takie pozwalają na ocenę pionowego rozkładu temperatury. Pierwszymi modelami trójwymiarowymi były modele statystyczno-dynamiczne – SD (*Statistical dynamical models*). Uwzględniały one procesy dynamiczne w tym strefową i południkową wymianę energii, masy i pędu w atmosferze. Modele takie cechowały się dużym uproszczeniem przestrzennym, pozwalając ocenić warunki klimatyczne w odniesieniu do stref klimatycznych. Część procesów była parametryzowana jako średnia statystyczna jak np. kierunek i prędkość wiatru. Kolejnym krokiem w rozwoju modelowania atmosfery były modele ogólnej cyrkulacji atmosfery. Z modeli statystyczno-dynamicznych wyłoniła się odrębna grupa modeli klimatu – EMIC (*Earth Models of Intermediate Complexity*). Były to trójwymiarowe modele klimatu cechujące się znacznym uproszczeniem rozdzielczości przestrzennej i czasowej, a także parametryzacją części procesów klimatycznych.

Modele ogólnej cyrkulacji atmosfery przedstawiają system atmosfery w przestrzeni trójwymiarowej z uwzględnieniem poszczególnych parametrów w funkcji czasu. Współczesne modele klimatyczne AOGCM (*Atmosphere-Ocean General Circulation Models*) składają się z dwóch komponentów: atmosferycznego AGCM (*Atmospheric General Circulation Model*) i oceanicznego OGCM (*Ocean Circulation Model*). Modele takie uwzględniają strumienie ciepła, wilgoci i momentu pędu na powierzchni, w warstwie granicznej i w swobodnej atmosferze. Opisanie procesu promieniowania obejmuje absorpcję, rozpraszanie i emisję w zależności od koncentracji CO_2, H_2O i O_3 oraz przemiany fazowe wody w chmurach. Parametryzacja powierzchni obejmuje czynnik orograficzny, charakter pokrycia powierzchni, a także dyfuzję ciepła w gruncie. Komponent oceaniczny uwzględnia wymianę ciepła z głębszymi warstwami oraz procesy związane z zasoleniem i chemizmem wód oceanu. Wraz z rozwojem mocy obliczeniowej komputerów, jak i wiedzy na temat funkcjonowania systemu klimatycznego, modele są poszerzane o nowe składniki, a także następuje modyfikacja parametryzacji procesów zachodzących w atmosferze. Wzrasta również rozdzielczość modeli.

Jednym z zastosowań modeli klimatu jest symulacja zmian klimatu w przyszłości. Odbywa się ona dla określonego scenariusza zmian emisji i stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze w XXI w. Opracowano szereg scenariuszy rozwoju społeczno-gospodarczego świata w XXI w. Cztery z nich (A1, A2, B1 i B2) są wykorzystywane w badaniach nad ewentualnymi zmianami klimatu dla

zakładanych zmian w rozwoju gospodarczym. Dla każdego z tych scenariuszy oszacowano zmiany emisji i koncentracji gazów cieplarnianych do 2100 r. (Nakićenović 2000).

Scenariusz A1 zakłada bardzo gwałtowny rozwój ekonomiczny, wzrost produkcji przemysłowej, mięsa i wyrobów mlecznych, wzrost liczby ludności do 9 mld do roku 2050, a następnie jej spadek do 2100 r. Przy założeniu, że rozwój technologiczny może powodować odmienne zapotrzebowanie na paliwa kopalne, można wyróżnić różną emisję gazów cieplarnianych. Scenariusz A1FI zakłada intensyfikację zużycia paliw kopalnych, efektem czego zakłada się systematyczny, najsilniejszy wzrost emisji CO_2 do 2100 r. (28,24 PgC/rok). Scenariusz A1T zakłada wykorzystanie odnawialnych źródeł energii, co skutkuje zmniejszeniem emisji dwutlenku węgla do atmosfery w 2100 roku do poziomu niższego niż był notowany w 2000 r. Pośrednią emisję CO_2 pomiędzy wyżej wymienionymi scenariuszami, prezentuje scenariusz A1B. W tym scenariuszu zakłada się wzrost emisji do roku 2050, po czym następuje zmniejszenie emisji do poziomu 13,5 PgC/rok w 2100 r.

Scenariusz A2 zakłada stały wzrost liczby ludności do 15 mld w 2100 r., stały wzrost gospodarczy, przy czym prognozuje się zróżnicowanie regionalne w tempie tego rozwoju. W scenariuszu tym przewidywany jest najsilniejszy wzrost emisji do poziomu 29,09 PgC/rok w 2100 r.

Scenariusz B1 zakłada wzrost liczby ludności do 9 mld w 2050 r., po czym przewiduje się jej spadek do poziomu 7 mld pod koniec XXI w. Prognozuje się znaczne zmiany w strukturze światowej gospodarki na rzecz rozwoju gałęzi wysokich technologii. Wzrost świadomości ekologicznej może doprowadzić do działań zmierzających do wykorzystania odnawialnych źródeł energii. W scenariuszu tym przewidywane jest zmniejszenie emisji CO_2 po 2050 r. do poziomu z 2000 r.

Scenariusz B2 zakłada wzrost liczby ludności do 10 mld do roku 2100 roku, wzrost gospodarczy, wzrost świadomości ekologicznej. Produkcja energii oparta na wykorzystaniu lokalnych zasobów, prowadzić może do zmniejszenia emisji związków azotu i siarki.

Na podstawie scenariuszy emisji gazów cieplarnianych przeprowadzono symulacje stężenia CO_2 w atmosferze i jego wpływu na efekt cieplarniany z wykorzystaniem modeli obiegu węgla w atmosferze. Symulacje zmian klimatu z użyciem globalnych modeli klimatu przeprowadza się dla zmiennej koncentracji gazów cieplarnianych w okresie 1960–2100, zgodnie z wyżej wymienionymi scenariuszami. Efektem tych symulacji jest obraz możliwych zmian klimatycznych pod wpływem zmian koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze.

Projekcje zmian klimatu wskazują na stopniowy wzrost temperatury w XXI w. dla każdego scenariusza zmian emisji CO_2 do atmosfery. Dla scenariuszy B1, A1B, A2 wzrost średniej globalnej temperatury powietrza w latach 2011–2030, w stosunku do średniej z lat 1980–1999, wynosi od +0,64°C do

0,69°C (Meehl i in. 2007). W latach 2031–2070 zaznaczają się większe różnice w zależności od scenariusza emisji: dla scenariusza B1 jest to +1,3°C, dla A1B +1,8°C, a dla A2 +1,7°C. Największe wzrosty temperatury i największe zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi scenariuszami przewidywane są w ostatnim dwudziestoleciu XXI w. (2080–2099) i wynoszą one dla scenariusza B1 +1,8°C, B2 +2,44°C, A1B +2,8°C, A1T +2,4°C, A2 –3,4°C, a dla A1FI –4°C (Meehl i in. 2007). Ponadto przeprowadzone symulacje wskazują na wzrost częstości pojawiania się temperatur ekstremalnych i większe wzrosty temperatury powietrza nad lądami niż nad oceanami. Symulacje opadów przewidują wzrost średniej sumy opadów, zwłaszcza w strefie gorącej, wraz ze wzrostem parowania i zawartości pary wodnej. Badania nad zmianami opadów ekstremalnych wskazują na ich nasilenie wraz z ociepleniem klimatu, a wzrost średnich sum opadów może oznaczać wzrost częstości silnych opadów atmosferycznych (Kharin i Zwiers 2005) szczególnie w wyższych szerokościach geograficznych (Meehl i in. 2005). Stwierdza się także, że wzrost częstości opadów ekstremalnych jest bardziej prawdopodobny niż średniej sumy opadów – wraz ze wzrostem średniej temperatury na kuli ziemskiej (Allen i Ingram 2002). Zgodnie z równaniem Clausiusa-Clapeyrona, wyższe temperatury powietrza prowadzą do wzrostu zawartości pary wodnej w atmosferze, przy czym wzrost zawartości wilgoci atmosferycznej nie oznacza nasilenia opadów, a co więcej – można się spodziewać wzrostu liczby przypadków z silnymi opadami tam, gdzie przewiduje się spadek średniej sumy opadów (Barrnet i in. 2006).

Rozwój i doskonalenie parametryzacji modeli klimatu pozwala również na bardziej precyzyjną ocenę zmian w profilu pionowym atmosfery. Generalnie na podstawie zarówno obserwacji satelitarnych, jak i radiosondażowych w drugiej połowie XX w. zaznacza się spadek temperatury w stratosferze i wzrost temperatury w troposferze (szerzej opisane w rozdz. 6.1). Na podobny rozkład zmian w profilu pionowym atmosfery wskazują symulacje z użyciem GCM (Bengtsson i in. 1999, Gaffen i in. 2000b). Dokładna analiza zmian w rozkładzie pionowym temperatury w XX w. na podstawie 19 globalnych modeli klimatu dla 49 symulacji wskazało średni spadek temperatury w stratosferze –0,25°C na 10 lat. Z kolei zmiany w troposferze, definiowane jako średnia temperatura, w warstwie od powierzchni do poziomu 350 hPa, wskazały średni wzrost temperatury +0,2° na 10 lat (Karl i in. 2006, Meehl i in. 2007). Trend różnic pomiędzy symulowanymi temperaturami dla powierzchni i temperaturami dla dolnej troposfery jest ujemny (–0,03°C na 10 lat), wskazując na szybsze ocieplenie w troposferze. Przestrzenny rozkład tych różnic pokazuje ujemne trendy w strefie tropikalnej zarówno nad lądami, jak i oceanami, natomiast środkowa i północna Azja, Kanada i północno-wschodnia Europa w większości modeli cechowały się dodatnimi trendami różnic na poziomie 0,1 do 0,5°C na 10 lat. Potwierdza to również rozkład trendu temperatury na różnych wysokościach w funkcji szerokości geograficznej. W troposferze do poziomu 300 hPa wszystkie modele

wskazały dodatnie trendy zmian temperatury. Należy dodać, że w przypadku części symulacji w strefie od 45°N do 30°S wyższe wartości trendu są wskazane dla środkowej troposfery niż dla niższych poziomów i dla powierzchni Ziemi. W wysokich szerokościach (powyżej 45°N) wyższe wartości trendu wskazane zostały dla temperatur na powierzchni i w warstwie do 700 hPa.

Modele globalnej cyrkulacji atmosfery charakteryzują się małą rozdzielczością przestrzenną, pozwalającą na dobre symulowanie zjawisk wielkoskalowych, natomiast ocena zmian zjawisk zachodzących w mniejszej skali jest utrudniona i prowadzi do dużej niepewności otrzymywanych wyników. Ocena zjawisk w skali lokalnej i regionalnej (10^5–10^6 m) wymaga stosowania metod *downscalingu*, np. Regionalnych Modeli Klimatycznych RCM (Dickinson i in. 1989, McGregor 1996, Giorgi i Mearns 1999, McGuffie i Henderson-Sellers 2001, 2005). Ze względu na większą gęstość punktów gridowych Regionalne Modele Klimatu lepiej oddają fizyczno-geograficzne cechy badanego obszaru.

Ocenę modelu dokonuje się poprzez porównanie symulowanych wartości poszczególnych parametrów klimatu z tymi obserwowanymi. Najczęściej wykonuje się to dla 30-lecia 1961–1990. Porównanie wyników 10 Regionalnych Modeli Klimatu – projekt PRUDENCE (Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects) wskazało, że symulacje klimatu w przypadku średnich sezonowych temperatury i opadów, cechują się dobrą zgodnością z obserwacjami (Christensen i Christensen 2007). Pewne różnice zaznaczają się w ocenie wieloletniej zmienności temperatury lata – wartości symulowane w południowej i centralnej Europie są wyższe od wartości obserwowanych (Jacob i in. 2007, Vidale i in. 2007). Dotyczy to również wartości ekstremalnych. Symulowane wartości temperatury maksymalnej w Europie Północnej są wyższe od obserwowanych, a w Europie Południowej niższe. Porównanie wartości minimalnych wskazało większe minima w Europie Zachodniej i Północnej od obserwowanych (Kjellström i in. 2007).

Wiele symulacji z użyciem Regionalnych Modeli Klimatu wskazuje, że na danym obszarze zmiany prognozowane w skali regionalnej mogą różnić się od tych przewidywanych w skali globalnej (Christensen i in. 2007). Regionalne Modele Klimatu zastosowane do obszaru europejskiego wskazują na północy kontynentu wzrost średnich wartości temperatury w okresie 2080–2099 o 2,3°C do 5,3°C w stosunku do średnich z lat 1980–1999 i wzrost o 2,2°C do 5,1°C w rejonie śródziemnomorskim (Christensen, Christensen 2007, Christensen i in. 2007). Zaznacza się przy tym wpływ cyrkulacji na zmiany temperatury potwierdzony przez analizę trendu wskaźnika NAO. Scenariusze prognozują dodatnie wartości trendu do roku 2050 (Dorn i in. 2003), wzrost zmienności wieloletniej (Vidale i in. 2007) i znaczne zmiany temperatur ekstremalnych. Większość modeli obrazuje szybszy wzrost letnich temperatur maksymalnych na południu Europy i wzrost temperatur minimalnych w Europie Północnej i Wschodniej

(Kjellström i in. 2007). Modele przewidują wzrost opadów w północnej Europie nawet o 16% w stosunku do okresu 1980–1999 i spadek średniej sumy rocznej w południowej części Europy o 4–27% w latach 2080–2099. Wzrost opadów w Europie Północnej pociąga za sobą również wzrost w tym rejonie opadów ekstremalnych, natomiast w obszarze śródziemnomorskim spadek średniej sumy opadów nie musi pociągać za sobą zmniejszenia liczby opadów ekstremalnych (Frei i in. 2005). W przypadku części modeli wyniki symulacji przewidują wzrost liczby przypadków opadów ekstremalnych w obszarach, gdzie wskazywany jest spadek średnich sum opadów (Frei i in. 2005).

Różne tempo zmian temperatury w przekroju pionowym atmosfery oraz zmiany wilgotności powietrza, powoduje możliwość zmian warunków chwiejności wraz z przewidywanymi zmianami klimatycznymi. Projekcje zmian klimatu w XXI w. wskazują różne tempo zmian temperatury przy powierzchni, w dolnej i środkowej troposferze, a także wilgotności powietrza. Powstaje pytanie, jakie mogą być zmiany chwiejności atmosfery w świetle różnych zmian koncentracji gazów cieplarnianych w przyszłości? Ocenę zmian chwiejności w XXI w. dokonano w oparciu o wyniki symulacji zmian warunków klimatycznych wykonanych z użyciem Regionalnych Modeli Klimatu RCA3 i CLM (szerzej opisanych w rozdziale 7.1). Na podstawie symulowanych zmian obliczono przewidywane wartości wskaźników chwiejności. Przeprowadzone badanie pozwoliło ocenić kierunek zmian warunków niestabilności, a pośrednio dostarczyło wstępnych informacji na temat zmian w klimatologii pogód niebezpiecznych w XXI w.

7.1. Symulacje zmian warunków chwiejności w XX wieku

Opis modelu i eksperymentu

Do badania zmian warunków chwiejności w wyniku przewidywanych zmian koncentracji gazów cieplarnianych wykorzystano wyniki symulacji modelu RCA3 działającego w Rossby Centre w SMHI (Sverges Meteorologiska och Hydrologiska Institut) oraz wyniki modelu CLM rozwijanego przez niemiecką służbę meteorologiczną (DWD – Deutscher Wetterdienst).

RCA3 jest regionalnym modelem klimatycznym pracującym w rozdzielczości 0,44°, czyli około 49 km, natomiast CLM jest o rozdzielczości 0,165° czyli około 18 km. Obszar roboczy obejmuje Europę i zawiera 102 x 111 punktów gridowych i 24 warstwy dla RCA3 (Kjellström i in. 2005) oraz 257 x 271 punktów gridowych i 32 warstwy dla CLM (Hollweg i in. 2008).

Dla modelu RCA3 pierwszą symulację przeprowadzono dla warunków brzegowych zadanych przez reanalizę ERA40 (Upalla i in. 2005) dla lat

1961–2004. Warunki brzegowe interpolowano do rozdzielczości horyzontalnej i pionowej modelu. Koncentracja CO_2 systematycznie wzrastała o 1,5 ppmv rocznie. Wyniki tej symulacji wykorzystano do sprawdzenia, czy model dobrze oddaje warunki klimatyczne w Europie. W dalszej części pracy wyniki tej symulacji będą zwane RCA3ERA.

Drugą symulację przeprowadzono dla warunków brzegowych zadanych przez wyniki symulacji globalnego modelu klimatu ECHAM4/OPYC3 (Roeckner i in. 1999) i koncentracji CO_2, zmieniającej się zgodnie ze scenariuszem A2, opisanym w trzecim raporcie IPCC (Nakićenović i in. 2000). Symulacje przeprowadzono w okresie 1961–2100. Wyniki symulacji z lat 1961–1990 będą w dalszej części pracy zwane RCA3ECHAM4, natomiast wyniki symulacji z lat 2011–2100 będą w dalszej pracy oznaczone jako RCA3ECHAM4A2.

Dla modelu CLM symulacje przeprowadzono dla warunków brzegowych zadanych przez wyniki symulacji globalnego modelu klimatu ECHAM5/MPION z Max Planck Institute for Meteorology (Roeckner i in. 2006) i zmian koncentracji gazów cieplarnianych, zgodnie ze scenariuszem A1B (Nakićenović i in. 2000). Wyniki symulacji dla lat 1961–2000 będą w dalszej pracy zwane CLM_C20, a wyniki symulacji dla lat 2011–2100 będą oznaczane jako CLM_A1B.

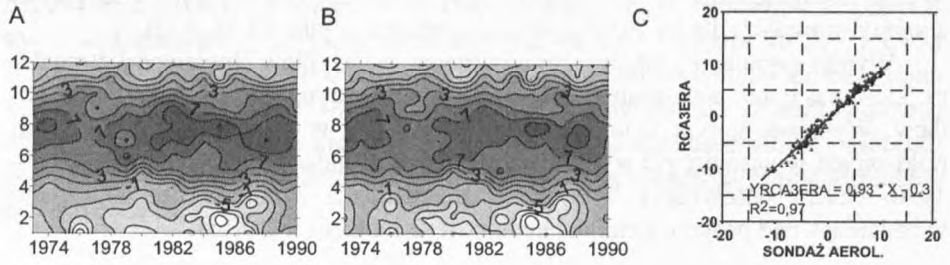
Wyniki symulacji posłużyły do wyliczenia wskaźników chwiejności atmosfery, które następnie porównano z wartościami uzyskanymi na podstawie radiosondaży. Wybrano w tym celu wartości wskaźników w 41 punktach gridowych położonych w sąsiedztwie wybranych stacji radiosondażowych w okresie 1973–1990. Celem porównania była ocena przydatności symulacji klimatycznych w badaniach nad prognozą zmian chwiejności atmosfery w XXI w.

Wyniki

W symulacji RCA3ERA, jako warunki początkowe, zastosowano wyniki reanalizy ERA 40. Wyniki eksperymentu oddają przebieg warunków pogodowych, zatem istnieje możliwość porównania przebiegu wartości z modelu z pochodzącymi z obserwacji w wieloleciu 1973–1990.

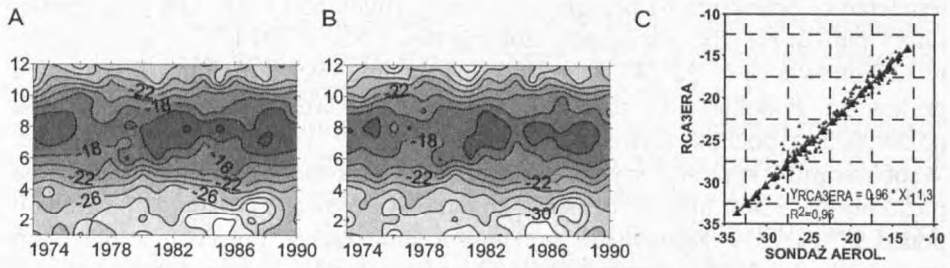
W pierwszym kroku porównano przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na poziomach izobarycznych 850 i 500 hPa oraz temperatury punktu rosy na poziomach izobarycznych 850 i 700 hPa z radiosondaży w Legionowie ($\varphi = 52°24'$, $\lambda = 20°57'$) i modelowych z najbliższego punktu gridowego. Podobieństwo przebiegu mierzonych wartości temperatury na obu poziomach z pochodzącymi z symulacji (rys. 7.1 i rys. 7.2) jest wysokie. Współczynniki korelacji wynoszą ponad 0,98 i ponad 0,97 odpowiednio dla poziomu 850 i 500 hPa, co oznacza, że dane symulowane opisują odpowiednio ponad 97% i 96% rzeczywistej zmienności temperatury. Porównując przebiegi wartości średnich miesięcznych, stwierdzono zgodność zarówno lat o wyższych średnich miesięcznych (wzrost temperatury w lecie w latach 1982–1986 i 1988–1990), jak i okresów o niższych temperaturach (np.: luty 1985 i marzec 1987).

Nieco gorzej wygląda porównanie średnich miesięcznych wartości temperatury punktu rosy na poziomach izobarycznych 850 (rys. 7.3) i 700 hPa (rys. 7.4). W przebiegu symulowanych średnich miesięcznych słabiej zaznaczają się okresy wyższych wartości temperatury punktu rosy. Obserwacje radiosondażowe wskazały lata 1980 i 1981 oraz drugą połowę lat 80. o wyższych wartościach średniej miesięcznej temperatury punktu rosy, natomiast wyniki z eksperymentu RCA3ERA nie wskazują wyraźnie wzrostu temperatury punktu rosy w tym okresie. Współczynniki korelacji wynoszą 0,97 (850 hPa) i 0,93 (700 hPa), co oznacza, że dane symulowane opisują odpowiednio tylko około 88–95% rzeczywistej zmienności temperatury punktu rosy. Wyniki te nie muszą świadczyć o błędnej symulacji zawartości pary wodnej w atmosferze przez modele. Pomiary wilgotności powietrza za pomocą sond aerologicznych nastręczają wiele trudności i obarczone są błędami zarówno z powodu problemów powstających podczas szybkiego wznoszenia się czujnika wilgotności (Elliott i Gaffen 1991), jak i zmieniających się typów stosowanych radiosond i wynikających stąd niejednorodności danych pomiarowych.



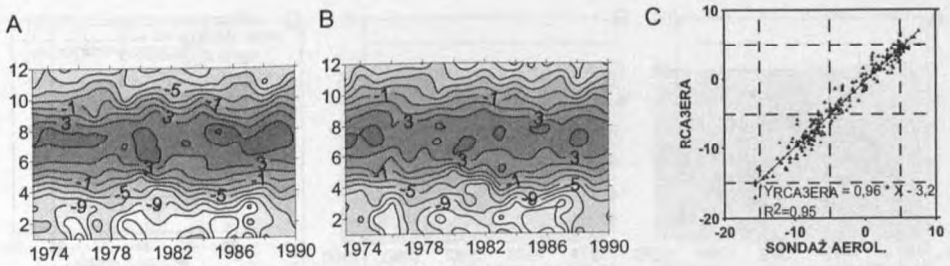
Rys. 7.1. Zmienność średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na poziomie 850 hPa w okresie 1973–1990, A) dla pomiarów radiosondażowych w stacji Legionowo, B) na podstawie symulacji RCA3ERA, C) zależność średnich miesięcznych radiosondażowych oraz z symulacji RCA3ERA

Fig. 7.1. Variations of mean monthly values of temperature at 850 hPa level in the period 1973–1990, A) for radiosounding measurements in Legionowo, B) according to RCA3ERA simulations, C) relationship between radiosounding data and RCA3ERA simulation data



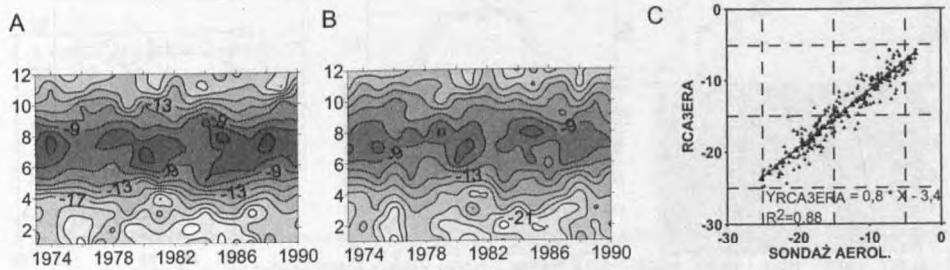
Rys. 7.2. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury na poziomie 500 hPa

Fig. 7.2. As at Fig. 7.1, but for temperature at 500 hPa level



Rys. 7.3. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa

Fig. 7.3. As at Fig. 7.1, but for dew point temperature at 850 hPa level

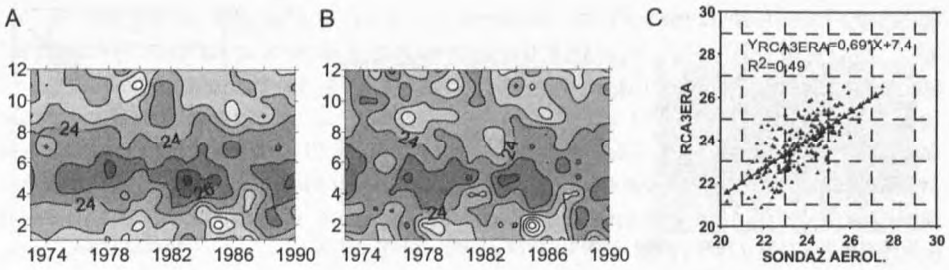


Rys. 7.4. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury punktu rosy na poziomie 700 hPa

Fig. 7.4. As at Fig. 7.1, but for dew point temperature at 700 hPa level

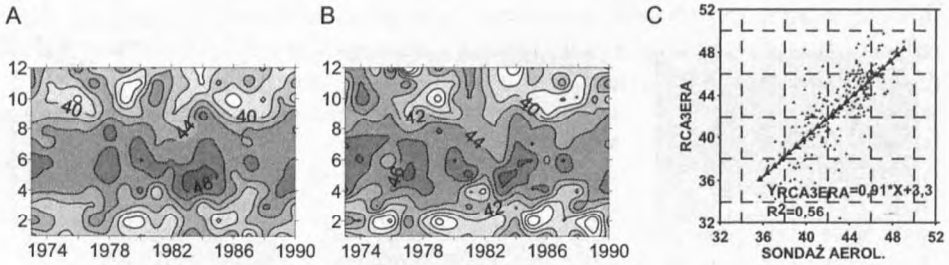
Porównano również przebiegi średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności VT, KI oraz TTI na stacji Legionowo (rys. 7.5–7.7). W przypadku wskaźnika KI (rys. 7.7) zwiększoną chwiejnością charakteryzują się lata 1980, 1984 i 1988. Podobny przebieg wskazany został przez wyniki eksperymentu RCA3ERA, z tym że symulowane wartości były nieznacznie mniejsze niż mierzone. Najwyższe obserwowane średnie miesięczne przekraczają 24, a wartości średnich miesięcznych symulowane przez RCA3ERA osiągają wartość 20. Subiektywną ocenę podobieństwa wykresów potwierdzają istotne statystycznie współczynniki korelacji wynoszące 0,88. W przebiegu średnich miesięcznych indeksów VT i TTI (rys. 7.5 i rys. 7.6) wyróżniają się lata 1983 i 1984 z najwyższymi wartościami obu indeksów, przy czym symulacja nie dała tak wyraźnego wzrostu wskaźników i znacznie trudniej można wyróżnić okresy o wyższej chwiejności wskazywane przez te indeksy. Wskazują na to również współczynniki korelacji dla indeksu VT 0,7 oraz dla indeksu TTI 0,74.

W kolejnym etapie porównano przebiegi roczne średnich miesięcznych z wielolecia 1973–1990. Oparto się tutaj na sześciu stacjach reprezentujących warunki w przekroju zachód-wschód (Brest, Legionowo, Kijów) i północ-południe (Ørland, Mediolan, Sycylia). Porównanie przeprowadzono dla wszystkich trzech symulacji: RCA3ERA, RCA3ECHAM4 oraz CLM_C20.



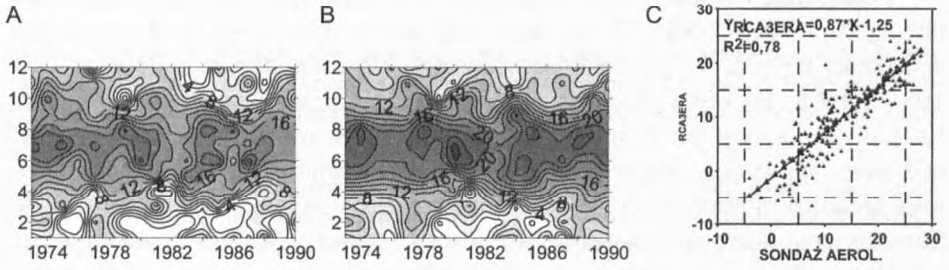
Rys. 7.5. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu VT

Fig. 7.5. As at Fig. 7.1, but for VT index



Rys. 7.6. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu TTI

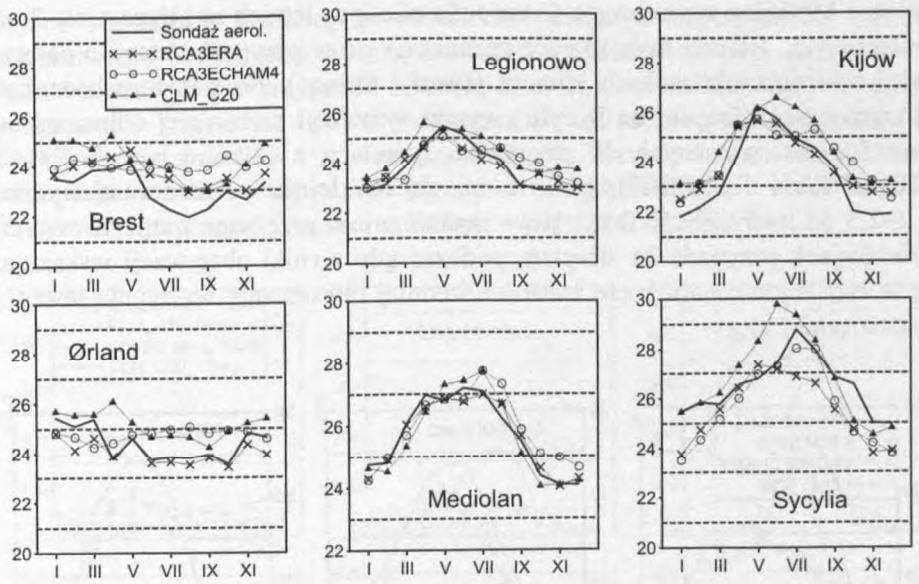
Fig. 7.6. As at Fig. 7.1, but for TTI index



Rys. 7.7. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu KI

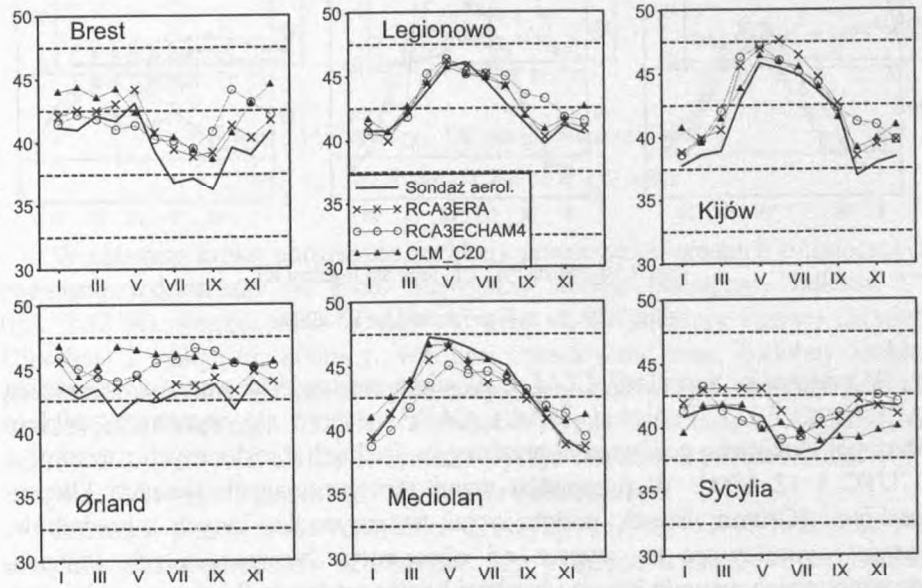
Fig. 7.7. As at Fig. 7.1, but for KI index

W przypadku wskaźników VT, TTI i KI (rys. 7.8, rys. 7.9, rys 7.10) przebieg roczny symulowanych średnich miesięcznych jest bardzo podobny do tych z pomiarów aerologicznych. Zaznaczają się pewne różnice w wartościach. W przypadku wskaźnika VT i TTI wartości symulacji są wyższe od tych z obserwacji na stacjach Ørland i Brest. Na stacjach Legionowo i Mediolan, szczególnie dla miesięcy letnich, wartości symulowane są najbardziej zbliżone do tych obserwowanych. Dla indeksu KI (rys. 7.10) dla stacji Legionowo,



Rys. 7.8. Porównanie symulowanych średnich miesięcznych wartości indeksu VT z uzyskanymi na podstawie sondaży aerologicznych z lat 1973–1990

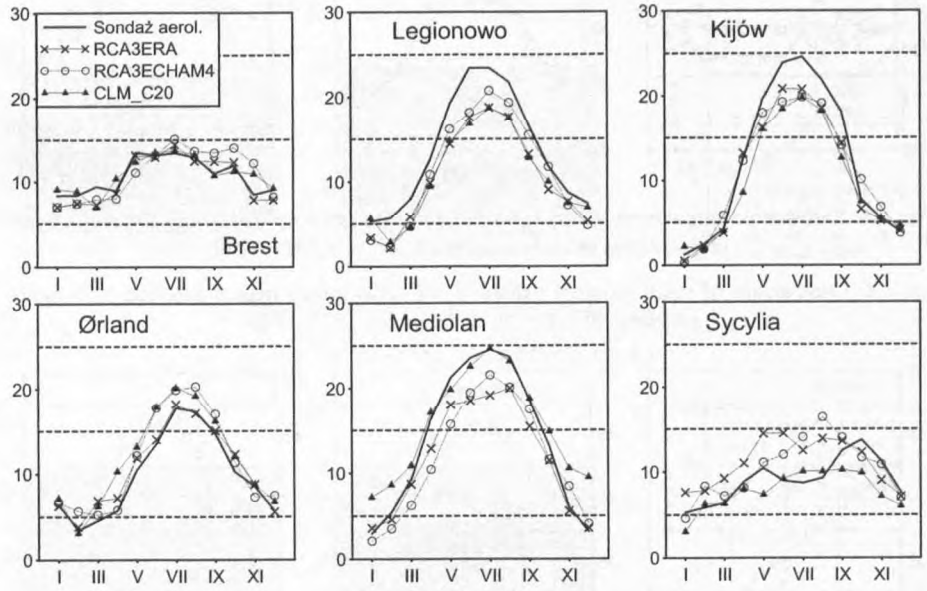
Fig. 7.8. Comparison of mean monthly values of VT index taken from simulation with radiosounding observations in the period 1973–1990



Rys. 7.9. Jak na rys. 7.8, lecz dla indeksu TTI

Fig. 7.9. As at Fig. 7.8, but for TTI index

Kijów i Mediolan symulowane średnie dla miesięcy letnich są niższe o ok. 2 od zmierzonych. Bardzo małe różnice zaznaczają się w przypadku stacji o najbardziej oceanicznych cechach klimatu (Brest i Ørland). Na południu badanego obszaru (stacja Trapani na Sycylii) wyniki symulacji najbardziej odbiegają od wartości obserwowanych. W przypadku symulacji z użyciem modelu RCA3 (RCA3ERA i RCA3ECHAM4) w miesiącach letnich wartości są wyższe o 2–2,5 od mierzonych. Dodatkowo maksimum w przebiegu rocznym w tych symulacjach przypada na sierpień, podczas gdy wyniki obserwacji wskazują, że w tym rejonie najwyższe wartości średniej miesięcznej występują jesienią (październik).

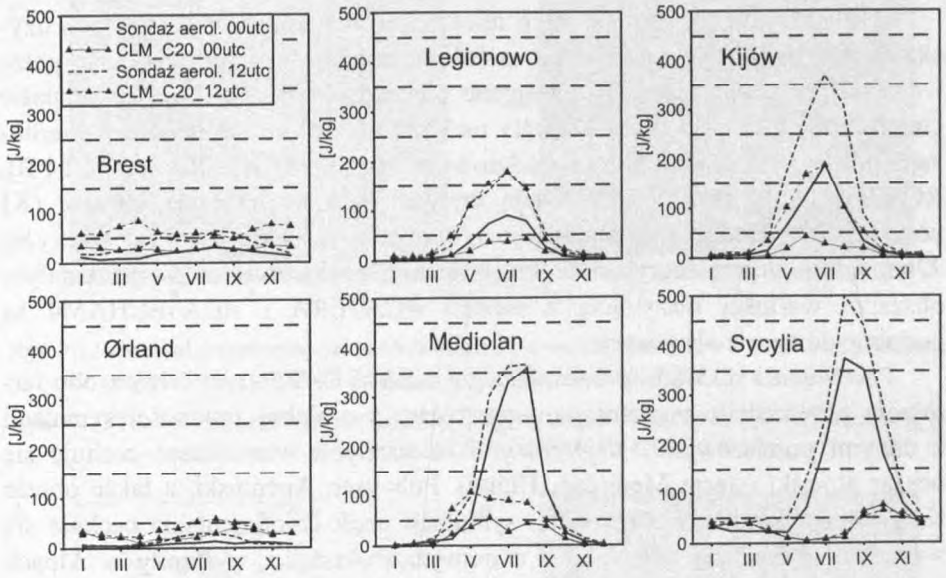


Rys. 7.10. Jak na rys. 7.8, lecz dla indeksu KI

Fig. 7.10. As at Fig. 7.8, but for KI index

W przypadku symulacji CLM_C20 udało się uzyskać wartości wskaźnika CAPE (rys. 7.11). Ponieważ indeks CAPE cechuje się wyraźnym cyklem dobowym, dokonano porównania przebiegów średnich miesięcznych z terminów 00 UTC i 12 UTC. W przypadku stacji reprezentujących warunki klimatu morskiego (Ørland, Brest), podobnie jak w przypadku innych wskaźników, wartości symulowane są wyższe od obserwacji. Na pozostałych stacjach, reprezentujących warunki klimatu bardziej kontynentalnego (Legionowo i Kijów), wyniki symulacji są bardziej zbliżone do tych z sondaży. Na uwagę zasługuje tu przebieg wartości indeksu CAPE w Legionowie z terminu 12 UTC, charaktery-

zujący się bardzo podobnymi wartościami średnich miesięcznych, jak te z obserwacji. W Kijowie wyniki symulacji są niższe od tych z pomiarów radiosondażowych, w przypadku miesięcy letnich, nawet o 200 J kg^{-1}. W przypadku stacji Trapani na Sycylii zaznaczają się największe różnice pomiędzy wartościami z symulacji i z pomiarów. Wartości modelowe są niskie, w obu terminach nie przekraczają 100 J kg^{-1}, podczas gdy wartości z obserwacji są jednymi z najwyższych wartości w Europie – przekraczają 400 J kg^{-1}.



Rys. 7.11. Jak na rys. 7.8, lecz dla indeksu CAPE

Fig. 7.11. As at Fig. 7.8, but for CAPE index

W ostatnim kroku porównano rozkłady przestrzenne średnich miesięcznych badanych wskaźników w lipcu. Najwyższe średnie miesięczne indeksu VT (rys. 7.12 A), sięgające 27–28, obserwowane są na południu Europy (Madryt, Gibraltar) i maleją ku północy. Wartości symulowane mają podobny rozkład przestrzenny średnich miesięcznych, przy czym najbardziej zbliżony jest dla modelu RCA3ERA (rys. 7.12 B). Natomiast w wyniku symulacji RCA3ECHAM4 i CLM_C20 (rys. 7.12 C i D) otrzymano wyższe wartości średnich miesięcznych w rejonie Półwyspu Iberyjskiego i Półwyspu Bałkańskiego.

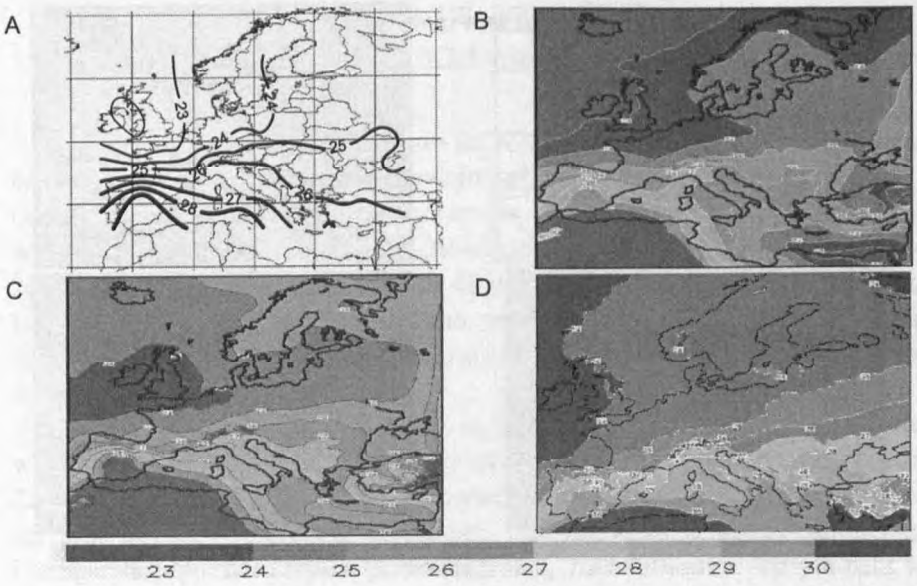
Rozkłady przestrzenne wskaźnika TTI w lipcu (rys. 7.13. A) wskazują wysoką chwiejność atmosfery w obszarze Alp i Karpat, a także we wschodniej Europie (stacje Wołogda i Moskwa) z najwyższymi wartościami przekraczającymi 44. Symulacje RCA3ERA i RCA3ECHAM4 (rys. 7.13. B i C) dają nieco wyższe wartości wskaźnika TTI nad prawie całą Europą. W obszarze Alp

i Karpat średnie miesięczne lipca przekraczają 46, natomiast średnie miesięczne o wartości 44 pokrywają praktycznie cały obszar od Półwyspu Iberyjskiego, po wschodnie rejony Europy. Na podkreślenie zasługuje fakt wystąpienia wysokich wartości TTI w modelu we wschodniej Europie i nad Półwyspem Skandynawskim (TTI powyżej 48). Podobny rozkład średnich miesięcznych uzyskano z symulacji CLM_C20 (rys. 7.13 D), przy czym maksymalne wartości nie przekraczają 48, a obszary ograniczone izolinią 46 są znacznie mniejsze niż dla modelu RCA3.

Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wskaźnika KI w lipcu uzyskany na podstawie obserwacji aerologicznych wskazuje, że najwyższe wartości, przekraczające 22, osiągane są nad środkową Europą w pasie ciągnącym się od Alp przez Karpaty na Ukrainę. Średnie te maleją w kierunkach północnym, zachodnim i południowym. Modele RCA3ERA (rys. 8.14 B), RCA3ECHAM4 (rys. 7.14 C) dają wyższe wartości na tym obszarze (KI powyżej 24). Dodatkowo symulacje prognozują wysokie wartości (powyżej 22) nad Półwyspem Iberyjskim i Półwyspem Skandynawskim. Na pozostałym obszarze wartości otrzymane z modeli RCA3ERA i RCA3ECHAM4 są podobne do tych z obserwacji.

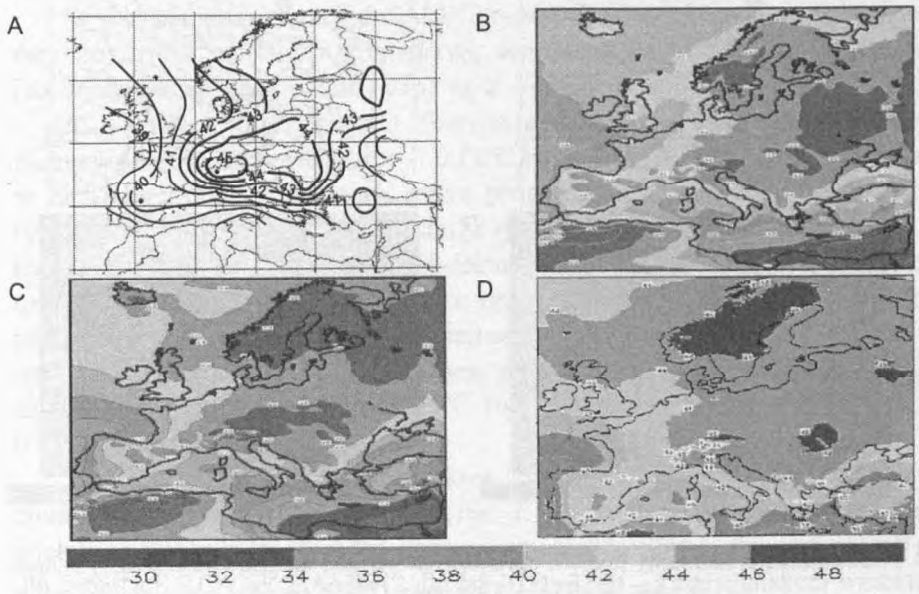
Porównanie rozkładu przestrzennego indeksu CAPE (rys. 7.15) z obu terminów potwierdziło wcześniejsze spostrzeżenia o słabej zgodności symulacji z danymi pomiarowymi. Najwyższymi mierzonymi wartościami cechuje się obszar alpejski (stacje Mediolan, Udine), Półwysep Apeniński, a także obszar Karpacki i Ukraina. W przypadku symulacji część kontynentalna cechuje się wartościami powyżej 100 J kg^{-1}, a najwyższe wartości wystąpiły w Alpach (powyżej 400 J kg^{-1}), a także Karpatach i zachodniej Rosji powyżej – 400 J kg^{-1}. Wyraźnie zaznacza się różnica między obserwacjami i symulacją w obszarze Doliny Padu i Półwyspu Apenińskiego, gdzie symulacje dają wartości niższe od obserwowanych. Podobnie, duże różnice w wartościach wskaźnika CAPE otrzymano, wykorzystując symulacje z modelu CCSM3 (Gallai i in. 2008). Autorzy za przyczynę takich rozbieżności uznają rozdzielczość modelu oraz parametryzacje procesu konwekcji. Rozdzielczość modelu nie pozwala na dokładne modelowanie zjawisk zachodzących w małej przestrzeni.

Podsumowując, porównanie symulacji z wartościami obserwowanymi wskazuje na możliwość wykorzystania wyników z modeli klimatu do oceny zmian warunków chwiejności w XXI w. za pomocą wskaźników VT, TTI i KI. W rozkładach przestrzennych podobnie zostały wskazane obszary o najwyższych i najniższych wartościach średnich miesięcznych. Z dużym dystansem należy traktować wyniki oceny zmian chwiejności w przypadku indeksu CAPE. Symulacje wartości tego indeksu nie oddają poprawnie obserwowanej zmienności przestrzennej.



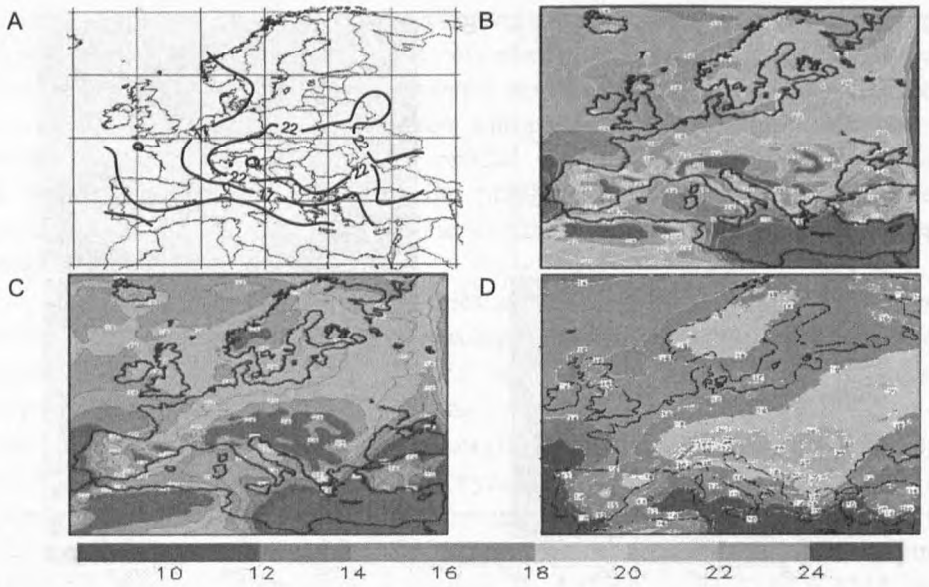
Rys. 7.12. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu VT w lipcu (A), średnich miesięcznych z symulacji RCA3ERA (B), RCA3ECHAM4 (C), CLM_C20 (D)

Rys. 7.12. The spatial distribution of mean monthly values of VT index in July (A), according to simulation RCA3ERA (B), RCA3ECHAM4 (C), CLM_C20 (D)



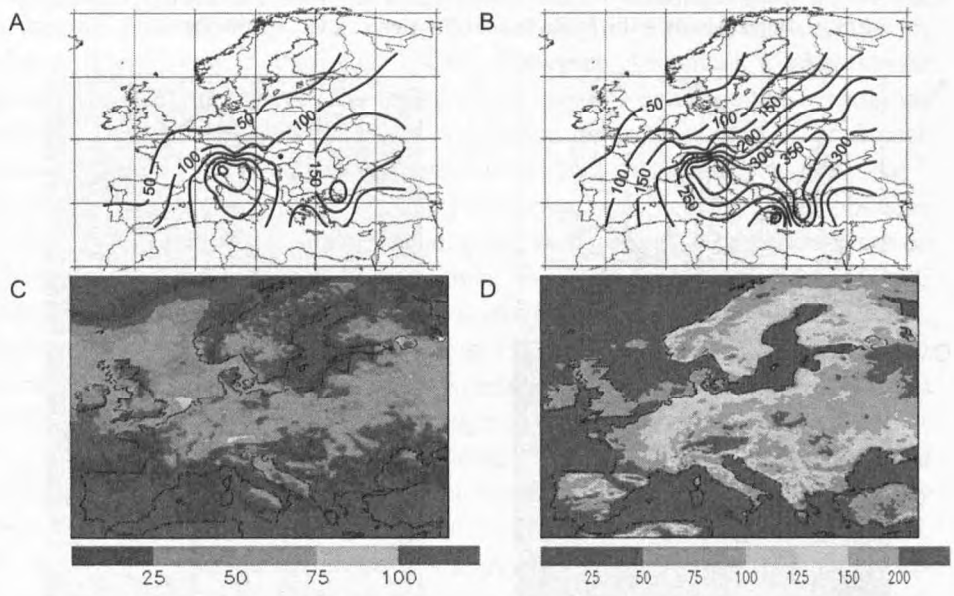
Rys. 7.13. Jak na rys. 7.12, lecz dla wskaźnika TTI

Fig. 7.13. As at Fig. 7.12, but for TTI index



Rys. 7.14. Jak na rys. 7.12, lecz dla wskaźnika KI

Fig. 7.14. As at Fig. 7.12, but for KI index



Rys. 7.15. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE (J kg^{-1}) w lipcu z godz. 00 UTC (A, C), z godz. 12 UTC (B, D)

Fig. 7.15. The spatial distribution of mean monthly values of CAPE index (J kg^{-1}) in July at 00 UTC (A, C), at 12 UTC (B, D)

7.2. Zmiany warunków chwiejności w XXI wieku

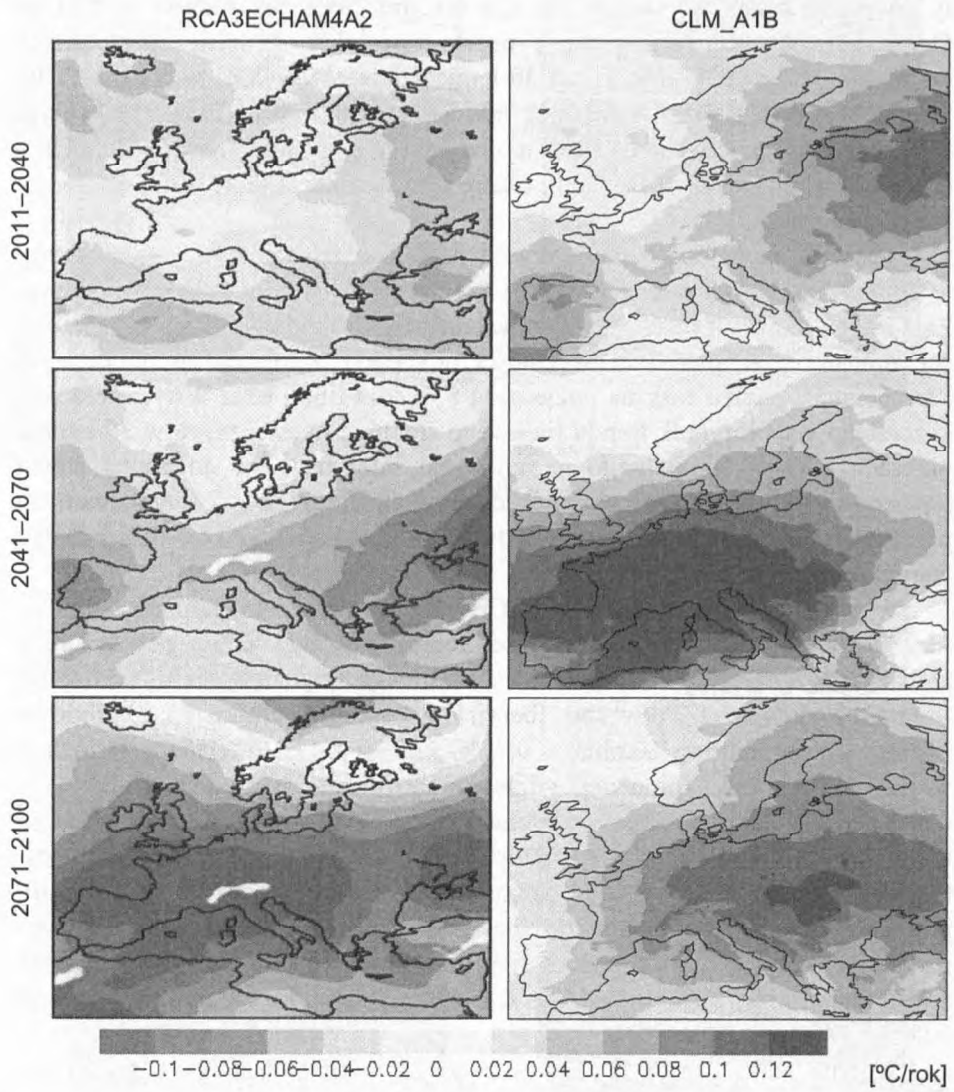
Wyniki symulacji zmian klimatu RCA3ECHAM4A2 i CLM_A1B posłużyły do oceny zmian warunków chwiejności atmosfery nad Europą w XXI w. Ocenę zmian, w niniejszej pracy oparto o różnice średnich miesięcznych wskaźników chwiejności z trzech 30-letnich okresów w XXI w. (2011–2040, 2041–2070 i 2071–2100) i średnich miesięcznych z okresu 1961–1990 (okres kontrolny). W pracy zaprezentowano wyniki dla dwóch miesięcy letnich – czerwiec, lipiec – ponieważ w tym czasie osiągane jest maksimum chwiejności w cyklu rocznym.

Warunki chwiejności atmosfery są pochodną zmian różnicy temperatury w dolnej i środkowej atmosferze oraz zawartości wilgoci w dolnej atmosferze. Zatem zmiany tych parametrów odpowiadają za zmiany warunków niestabilności atmosfery. W pierwszej kolejności dokonano oceny zmian temperatury i temperatury punktu rosy na poziomach 850, 700 i 500 hPa. W tym celu wykorzystano współczynnik trendu liniowego średnich miesięcznych w 30-letnich okresach XXI w. Umożliwiło to uzyskanie informacji, co do tempa zmian temperatury i warunków wilgotności powietrza na wyżej wymienionych poziomach barycznych, co z kolei ułatwiło interpretacje wyników oceny zmian warunków chwiejności atmosfery.

W przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2 największe zmiany temperatury powietrza w dolnej troposferze, reprezentowanej przez powierzchnię izobaryczną 850 hPa przewidywane są w ostatnim trzydziestoleciu 2071–2100 – nad obszarem od Półwyspu Iberyjskiego poprzez Francję, południowe Niemcy po południową Ukrainę – 0,12°C rok^{-1} (rys. 7.16). Zmiany te maleją w kierunku Europy Północnej, gdzie prognozowane są trendy spadkowe – 0,04°C rok^{-1}. W środkowej troposferze (powierzchnia 500 hPa) zmiany te są mniejsze (rys. 7.17). W ostatnim 30-leciu XXI w. największy wzrost temperatury o ponad 0,1°C rok^{-1} prognozowany jest nad Wyspami Brytyjskimi, północną Francją i północnymi Niemcami oraz Polską i Białorusią. Najmniejsze zmiany temperatury na tym poziomie prognozowane są w pasie śródziemnomorskim (0,04 do 0,06°C rok^{-1}) i na północy Europy (0,02 do 0,04°C rok^{-1}).

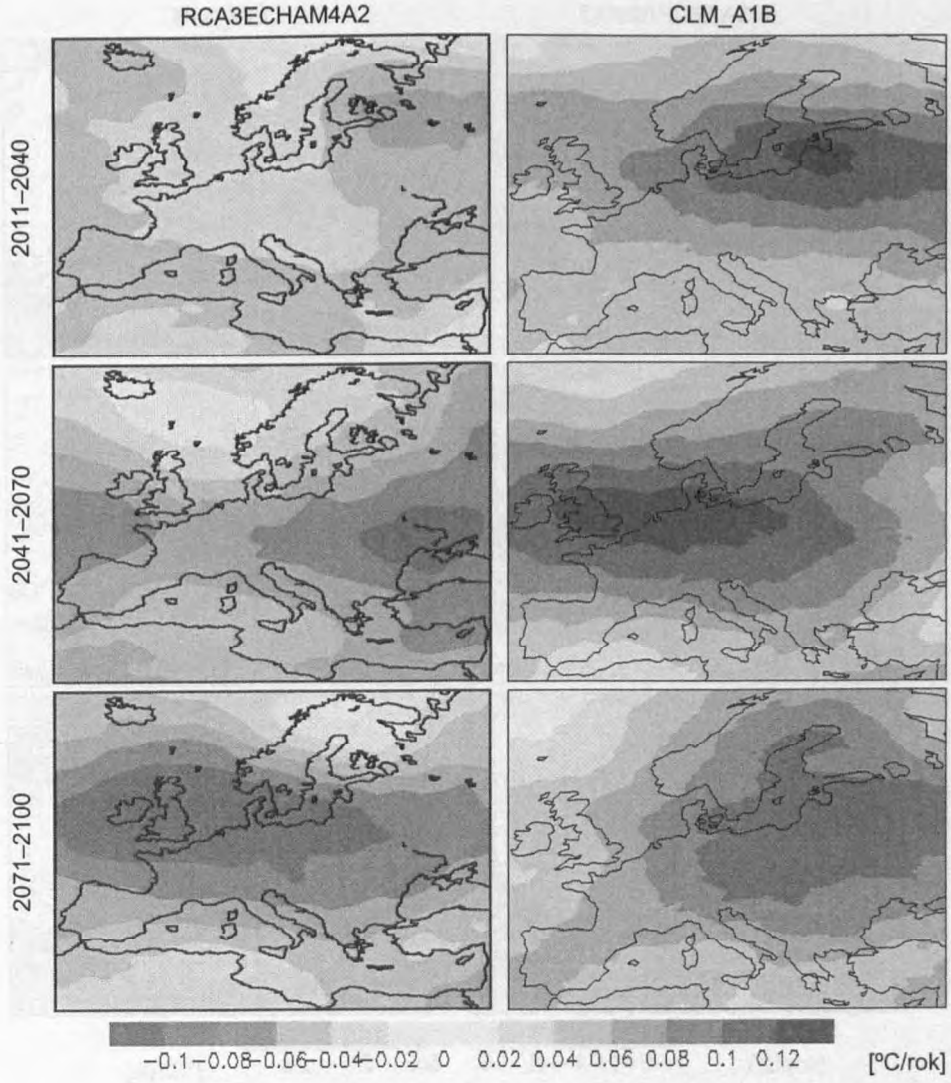
W symulacji CLM_A1B największe zmiany temperatury powietrza na poziomach 850 (rys. 7.16) i 500 hPa (rys. 7.17) dla lipca prognozowane są dla wielolecia 2041–2070. Rozkład przestrzenny trendu liniowego przypomina ten dla symulacji RCA3ECHAM4A2 dla lat 2071–2100 – z największym wzrostem 0,12°C rok^{-1} w obszarze od Półwyspu Iberyjskiego do zachodniej Ukrainy na poziomie 850 hPa, i w pasie od Wielkiej Brytanii do Polski w środ-

kowej troposferze. Dla ostatniego 30-lecia XXI w. model CLM przewiduje mniejsze zmiany średnich miesięcznych temperatury w dolnej i środkowej troposferze.



Rys. 7.16. Rozkład przestrzenny współczynnika trendu liniowego średniej temperatury lipca na poziomie 850 hPa w Europie

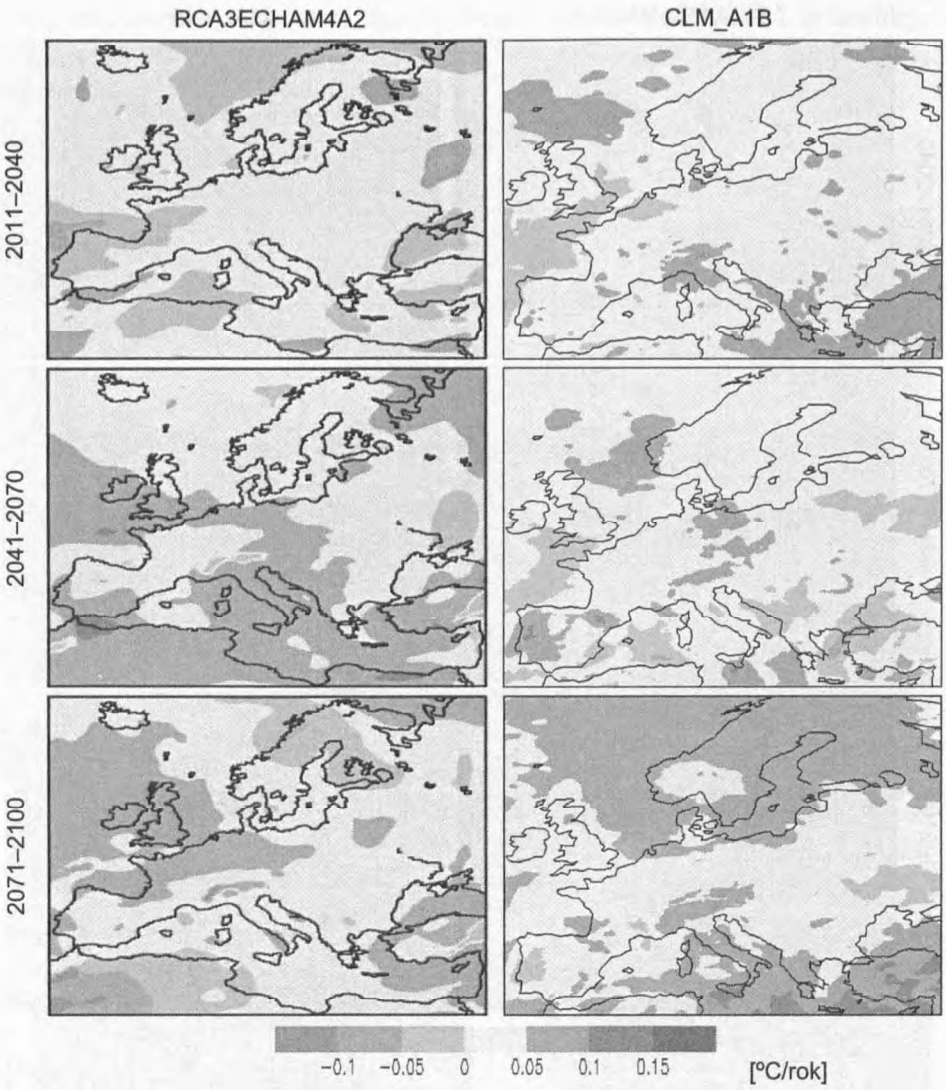
Fig. 7.16. The spatial distribution of linear trend coefficient of mean monthly values of temperature at 850 hPa level in July, in Europe



Rys. 7.17. Jak na rys. 7.16, lecz dla poziomu 500 hPa

Fig. 7.17. As at Fig. 7.16, but at 500 hPa level

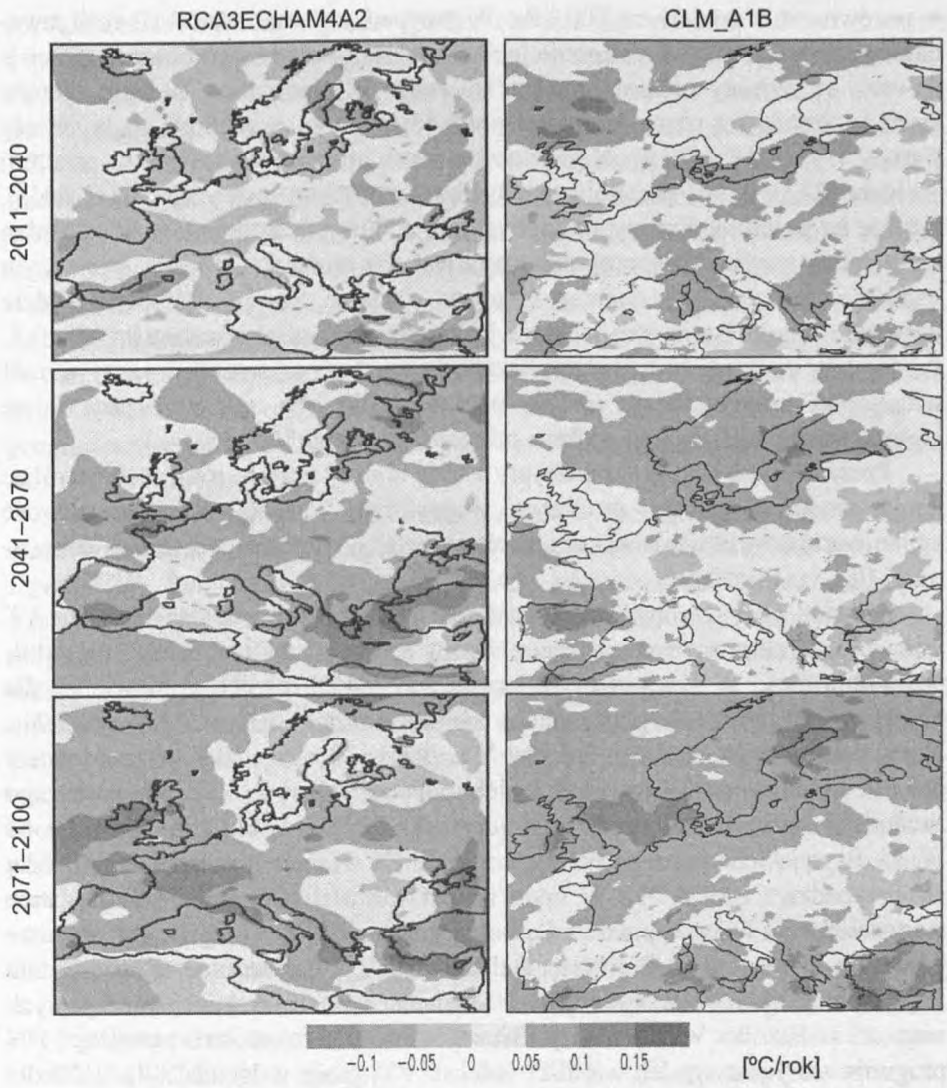
Zmiany temperatury mogą powodować zmiany zawartości pary wodnej. Z uwagi na to, że w użytych wskaźnikach warunki wilgotności powietrza oceniane są za pomocą temperatury punktu rosy, badanie zmian wilgotności atmosfery oparto na tej właśnie wielkości. Zarówno symulacja RCA3ECHAM4A2, jak i CLM_A1B we wszystkich 30-leciach XXI w. w większości wskazuje na wzrost średniej miesięcznej temperatury punktu rosy lipca. Dla scenariusza A2 zmian koncentracji CO_2 (symulacja RCA3) ujemne wartości trendu na poziomie



Rys. 7.18. Rozkład przestrzenny w Europie współczynnika trendu liniowego średniej temperatury punktu rosy w lipcu na poziomie 850 hPa

Fig. 7.18. The spatial distribution of linear trend coefficient of mean monthly values of dew point temperature at 850 hPa level in July, in Europe

850 hPa (rys. 7.18) w okresie 2011–2040 prognozowane są nad Półwyspem Iberyjskim, natomiast na poziomie 700 hPa spadek wilgotności powietrza prognozowany jest dodatkowo na południu Francji, w rejonie Półwyspu Apenińskiego, a także nad Wielką Brytanią i Morzem Bałtyckim (rys. 7.19).



Rys. 7.19. Jak na rys. 7.18, lecz dla poziomu 700 hPa

Fig. 7.19. As at Fig. 7.18, but at 700 hPa level

W kolejnych okresach XXI w. na większości badanego obszaru, na obu poziomach trendy średnich miesięcznych są dodatnie. Najwyższy wzrost (wartości współczynnika trendu wynoszą 0,05°C rok^{-1}) przewidywany jest nad Półwyspem Azji Mniejszej, Półwyspem Apenińskim, a także nad obszarem Francji, Niemiec i Wielkiej Brytanii. Porównując prognozowane zmiany na obu poziomach, zauważono silniejszy wzrost wilgotności powietrza na poziomie 850 hPa

w porównaniu z poziomem 700 hPa. W przypadku scenariusza A1B realizowanego przez model CLM, podobnie jak na większości badanego obszaru, przewidywane są wzrosty temperatury punktu rosy. W pierwszym 30-leciu ujemne wartości trendu na obu poziomach przewidywane są u zachodnich wybrzeży Europy (rys. 7.18 i 7.19). Największy wzrost prognozowany jest w ostatnim 30-leciu (2071–2100) nad Półwyspem Skandynawskim (powyżej 0,05°C rok^{-1}), a także na południu Europy (Włochy, Grecja, Turcja). Podobny rozkład zmian temperatury punktu rosy prognozowany jest dla poziomu 700 hPa, przy czym wyraźnie zaznacza się dodatni trend w obszarze Europy Północnej, gdzie w rejonie Zatoki Botnickiej i Morza Północnego trend przekracza 0,1°C rok^{-1}. Porównując rozkłady współczynnika trendu na obu poziomach, wyższy wzrost wilgotności prognozowany jest na poziomie 700 hPa, gdzie obszary objęte izolinią trendu 0,05 i 0,1 są większe od tych z poziomu 850 hPa.

Prezentowane trendy temperatury i temperatury punktu rosy cechuje różne tempo zmian w dolnej i środkowej troposferze. Wskazuje to na możliwość zmian warunków chwiejności atmosfery wraz z różnym tempem zmian koncentracji CO_2 w atmosferze.

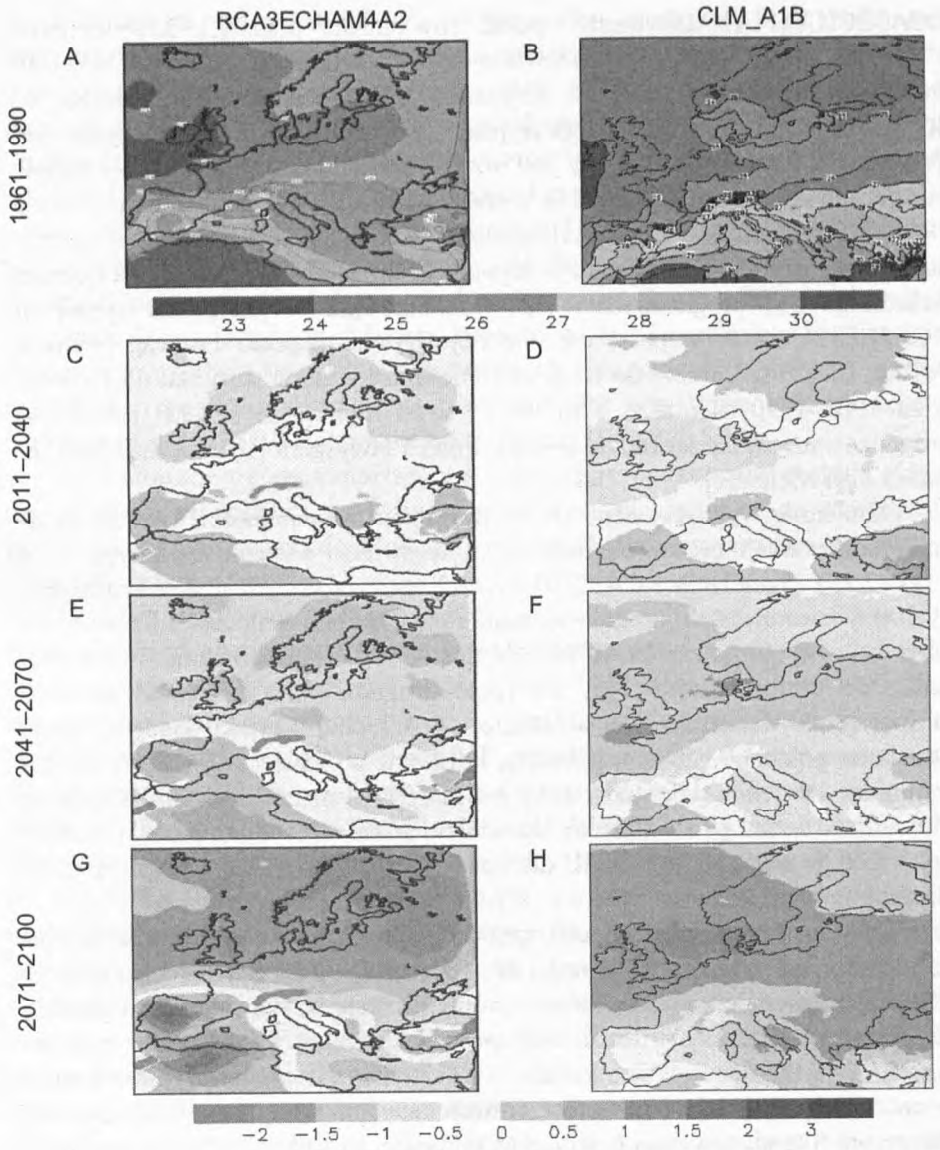
Rozkład przestrzenny różnic średnich miesięcznych wartości indeksu VT wskazuje, że na znacznym obszarze Europy spodziewany jest spadek niestabilności atmosfery. W pierwszym 30-leciu (2011–2040) różnice są niewielkie dla obu symulacji, gdyż w czerwcu i lipcu nie przekraczają –1 (rys. 7.20 i rys. 7.21). Największy spadek wartości indeksu VT, przewyższający –0,5, prognozowany jest w obszarze od Wysp Brytyjskich poprzez Półwysep Skandynawski po zachodnią Rosję (w przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2) i w strefie od Wysp Brytyjskich, poprzez północne Niemcy i Francję po zachodnią Polskę (w przypadku CLM_A1B). W lipcu wzrost wartości wskaźnika VT (dodatnie wartości różnic) wskazany został dla Półwyspu Iberyjskiego (0,5–1), a w obszarze południowej Francji po Półwysep Bałkański (rys. 7.21) różnice te są dodatnie z przedziału 0–0,5. W kolejnych 30-leciach różnice średnich miesięcznych wartości wskaźnika VT wzrastały. Szczególnie w szerokościach powyżej 45°N prognozowany jest spadek wartości indeksu VT, gdzie w latach 2071–2100 dla symulacji CLM_A1B różnice wynosiły –1,5 i –2 (Wielka Brytania i Morze Północne), a w przypadku RCA3ECHAM4A2 – poniżej –2 (nad Półwyspem Skandynawskim i Europą Wschodnią). Jednak w przypadku symulacji dla scenariusza A2 wyniki wskazały wzrost średnich miesięcznych VT w obszarze Półwyspu Iberyjskiego – powyżej 1 w czerwcu, a także wzrost powyżej 3, w całym basenie Morza Śródziemnego w lipcu.

Jeszcze większy spadek chwiejności prognozowany jest w przypadku wskaźnika TTI (rys. 7.22 i rys. 7.23). Praktycznie na całym obszarze, we wszystkich trzech trzydziestoleciach, średnie miesięczne wartości wskaźnika TTI są mniejsze od tych z okresu kontrolnego. W przypadku symulacji

RCA3ECHAM4A2 największe spadki chwiejności poniżej, –3 w czerwcu i poniżej –4 w lipcu, prognozowane są w ostatnim 30-leciu (2071–2100) i obejmują one, podobnie jak w przypadku VT, podłużną strefę na północ od 40°N, ciągnącą się od Wysp Brytyjskich po zachodnią Rosję. Jedynie nad Półwyspem Iberyjskim możliwy jest wzrost niestabilności atmosfery – średnie miesięczne lipca wskaźnika TTI są wyższe o 1 w stosunku do średnich z okresu 1961–1990. Symulacja CLM_A1B również sugeruje spadek warunków chwiejności, przy czym w lipcu strefa o największych spadkach średniej miesięcznej wskaźnika TTI prognozowana jest, podobnie jak w przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2, w pasie od Wielkiej Brytanii poprzez Francję, Niemcy, Polskę, Białoruś, Ukrainę do Rosji (średnie miesięczne w stosunku do średnich z lat 1961–1990 są niższe o 4). W czerwcu największe spadki (poniżej 4) prognozowane są na zachodzie Europy i nad Półwyspem Apenińskim, Bałkańskim i Azji Mniejszej.

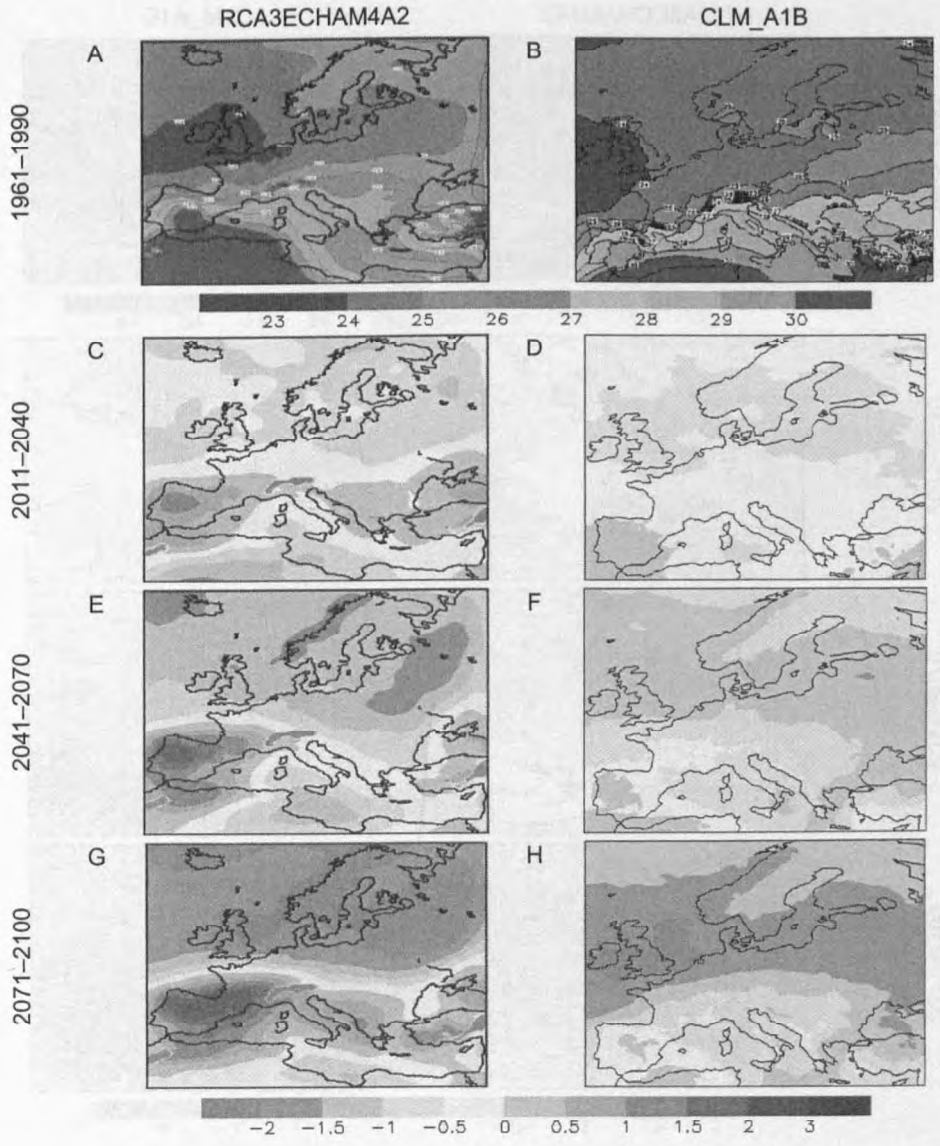
Odmiennie wygląda ocena zmian warunków niestabilności wraz ze zmianami koncentracji gazów cieplarnianych w świetle wskaźnika KI (rys. 7.24 i rys. 7.25). Symulacja RCA3ECHAM4A2, we wszystkich trzech analizowanych trzydziestoleciach, prognozuje najmniejsze zmiany wskaźnika KI w strefie na północ od równoleżnika 40°N. Różnice wynoszą maksymalnie 1–2 w stosunku do okresu kontrolnego, ale także prognozowane są spadki średnich miesięcznych wskaźnika KI w strefie od Wielkiej Brytanii poprzez kraje Beneluxu, północne Niemcy, północną Polskę aż po Rosję. Największy wzrost warunków chwiejności prognozowany jest nad Półwyspem Iberyjskim, w basenie Morza Śródziemnego i obszarach sąsiednich, gdzie w ostatnim okresie badawczym średnie wartości indeksu KI dla lipca są większe o ponad 4 w stosunku do okresu kontrolnego.

Według symulacji CLM_A1B rozkład przestrzenny zmian warunków niestabilności jest odmienny od tego dla scenariusza A2. Spadek chwiejności w czerwcu (ujemne wartości różnic średnich miesięcznych miejscami poniżej –1) jest prognozowany w strefie Morza Śródziemnego, w zachodniej Europie i nad Azją Mniejszą (w okresie 2041–2070). Na pozostałym obszarze w czerwcu przewiduje się wzrost chwiejności atmosfery – najsilniejszy na Półwyspie Skandynawskim (różnice są dodatnie, powyżej 2). W lipcu spadek warunków niestabilności w okresie 2011–2040 prognozowany jest na wschodzie Europy, a w okresie 2041–2070 w zachodniej Europie i nad Półwyspem Bałkańskim. Ostatni okres badawczy cechuje się największymi wzrostami KI nad Półwyspem Skandynawskim (powyżej 3) i miejscowo w strefie śródziemnomorskiej – nad Półwyspem Iberyjskim, w rejonie Alp, nad Półwyspem Apenińskim i zachodnią Turcją (prognozowany jest wzrost średnich miesięcznych wartości wskaźnika KI dla czerwca o 2–3 w stosunku do średniej wskaźnika KI z okresu 1961–1990).



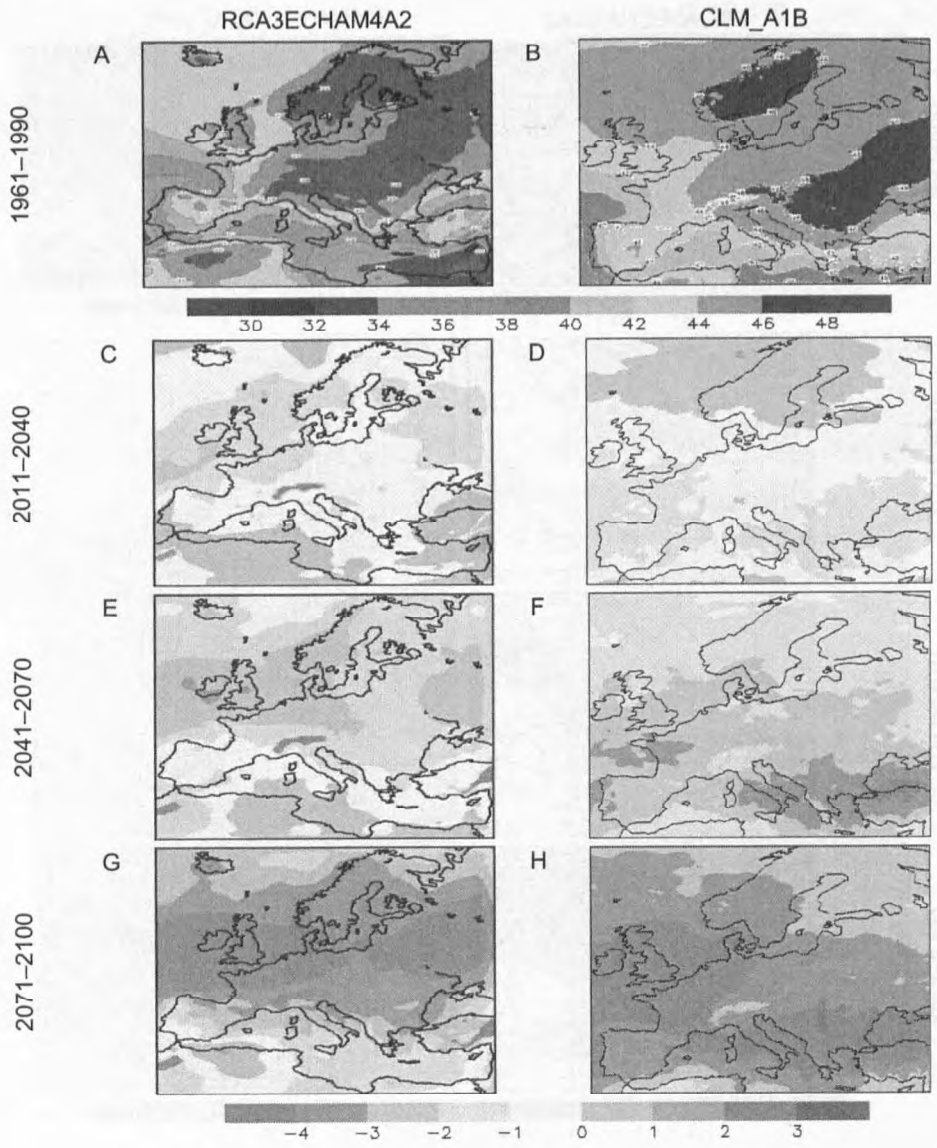
Rys. 7.20. Rozkład przestrzenny średnich wartości (1961–1990) wskaźnika VT w czerwcu (A i B) oraz jego zmian w 30-letnich okresach XXI w. (C–F). Różnice obliczono względem okresu 1961–1990

Fig. 7.20. The spatial distribution of mean monthly values of VT index in June (A and B) and its change in XXI century (C–F). The difference from period 1961–1990



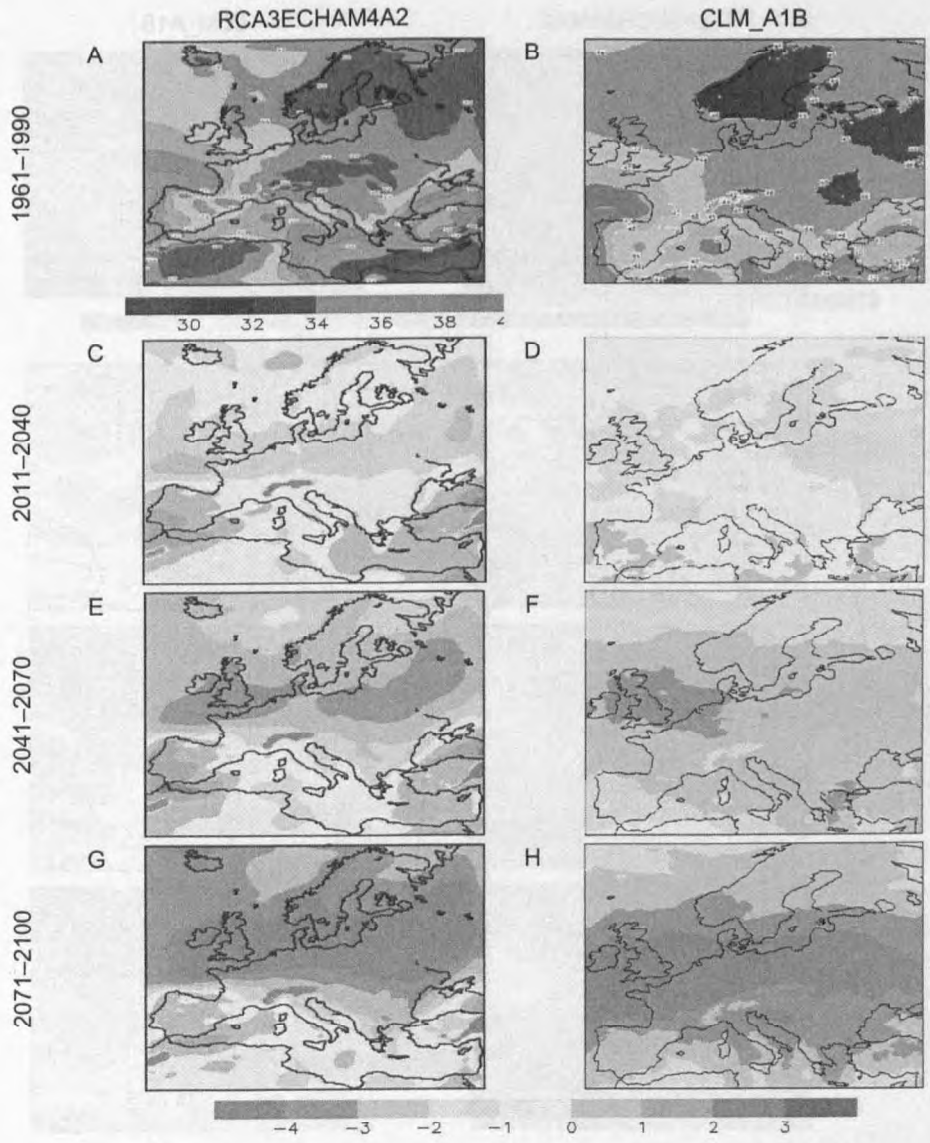
Rys. 7.21. Jak na rys. 7.20, w lipcu

Fig. 7.21. As at Fig. 7.20, but in July



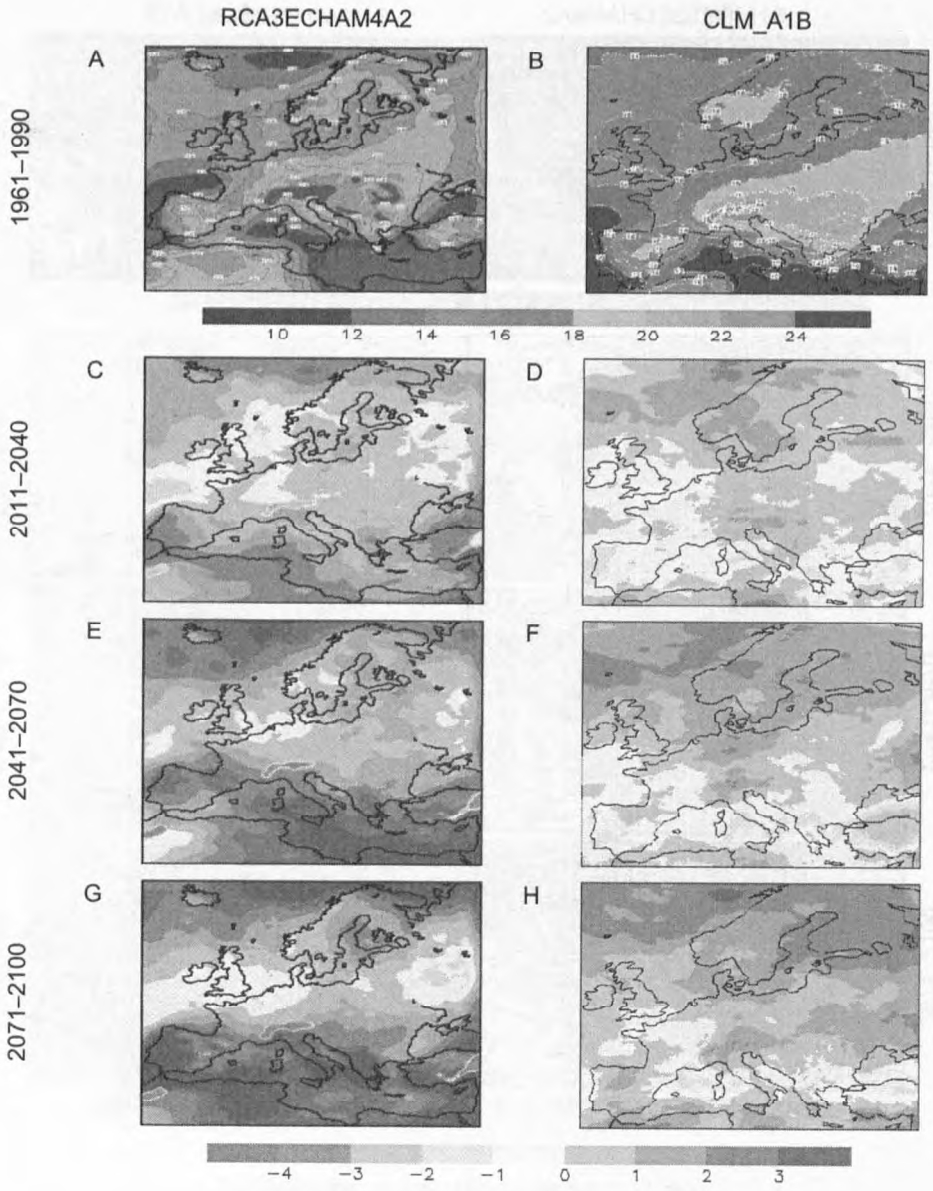
Rys. 7.22. Jak na rys. 7.20, lecz dla indeksu TTI

Fig. 7.22. As at Fig. 7.20, but for TTI index



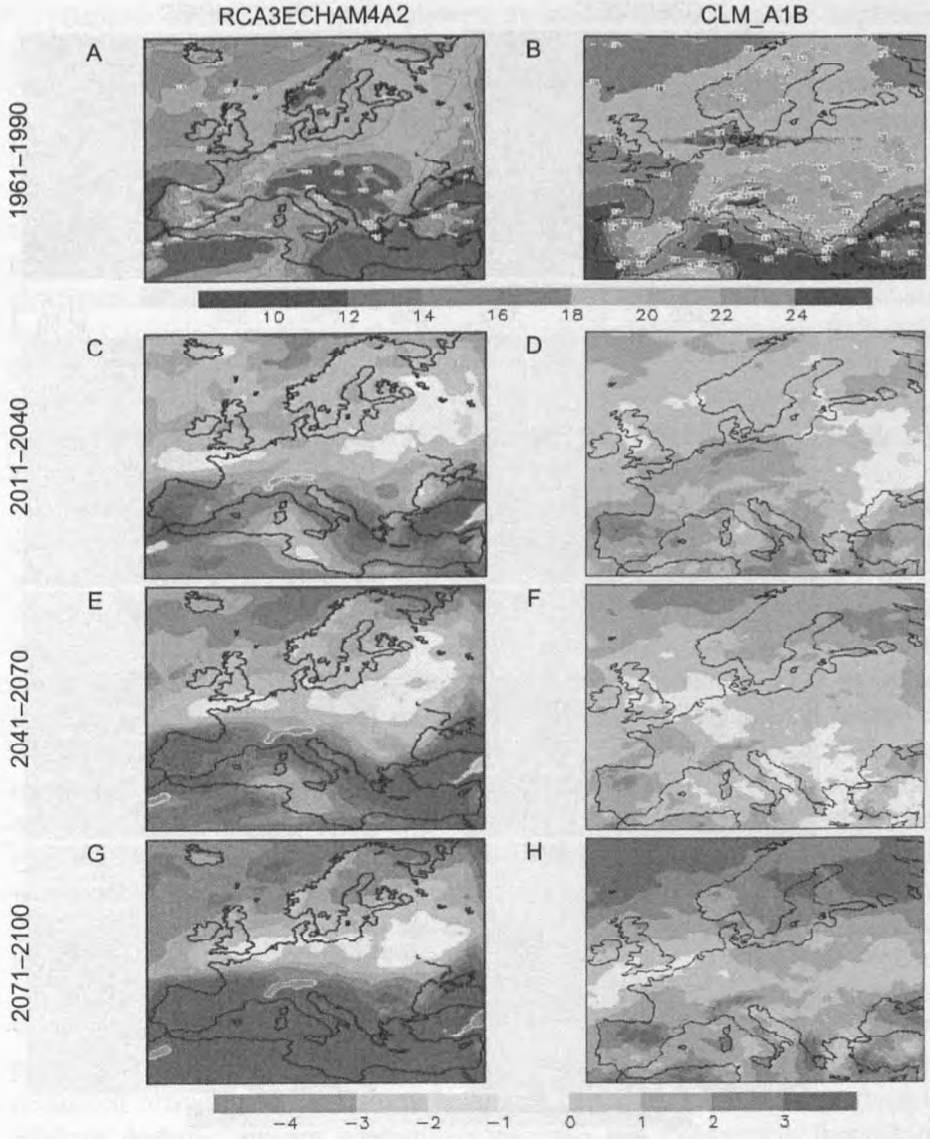
Rys. 7.23. Jak na rys. 7.21, lecz dla indeksu TTI

Fig. 7.23. As at Fig. 7.21, but for TTI index



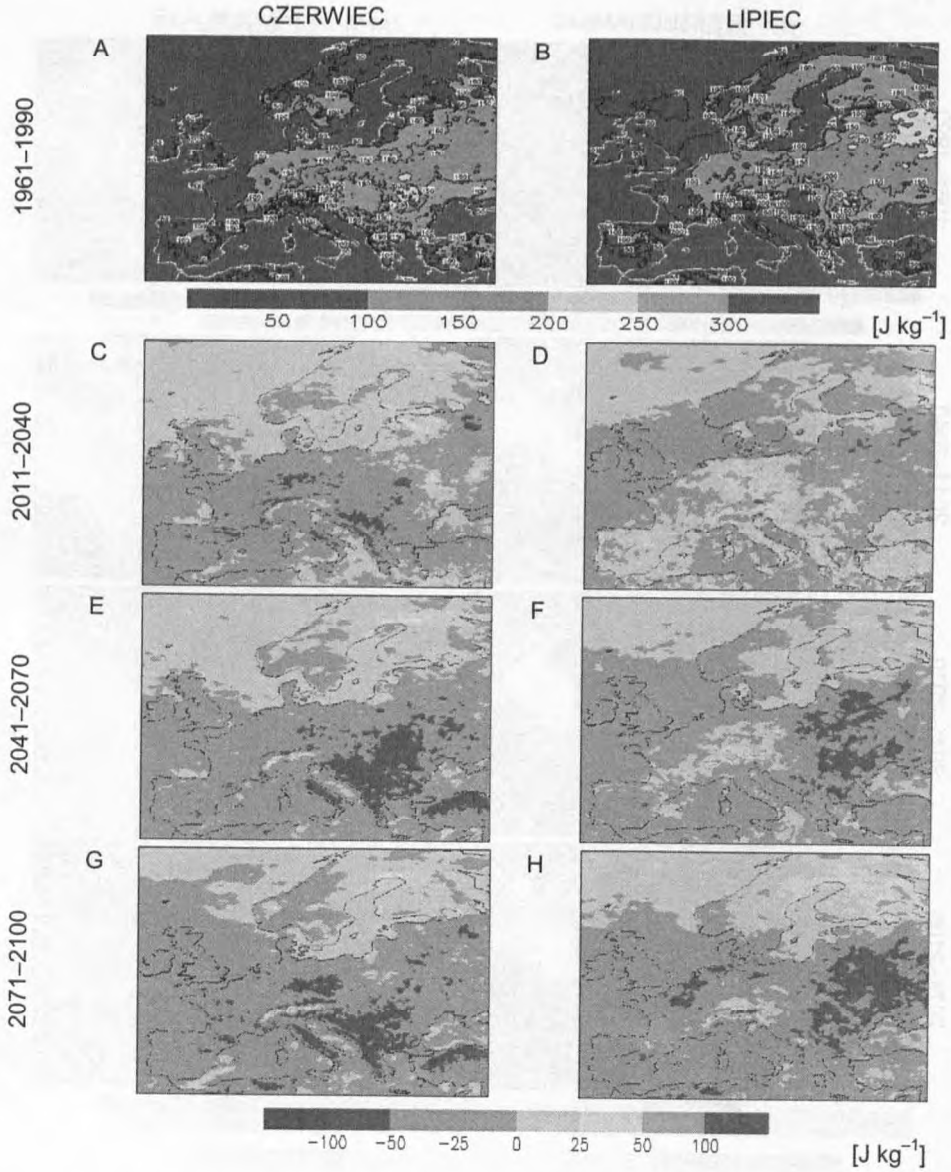
Rys. 7.24. Jak na rys. 7.20, lecz dla indeksu KI

Fig. 7.24. As at Fig. 7.20, but for KI index



Rys. 7.25. Jak na rys. 7.21, lecz dla indeksu KI

Fig. 7.25. As at Fig. 7.21, but for KI index



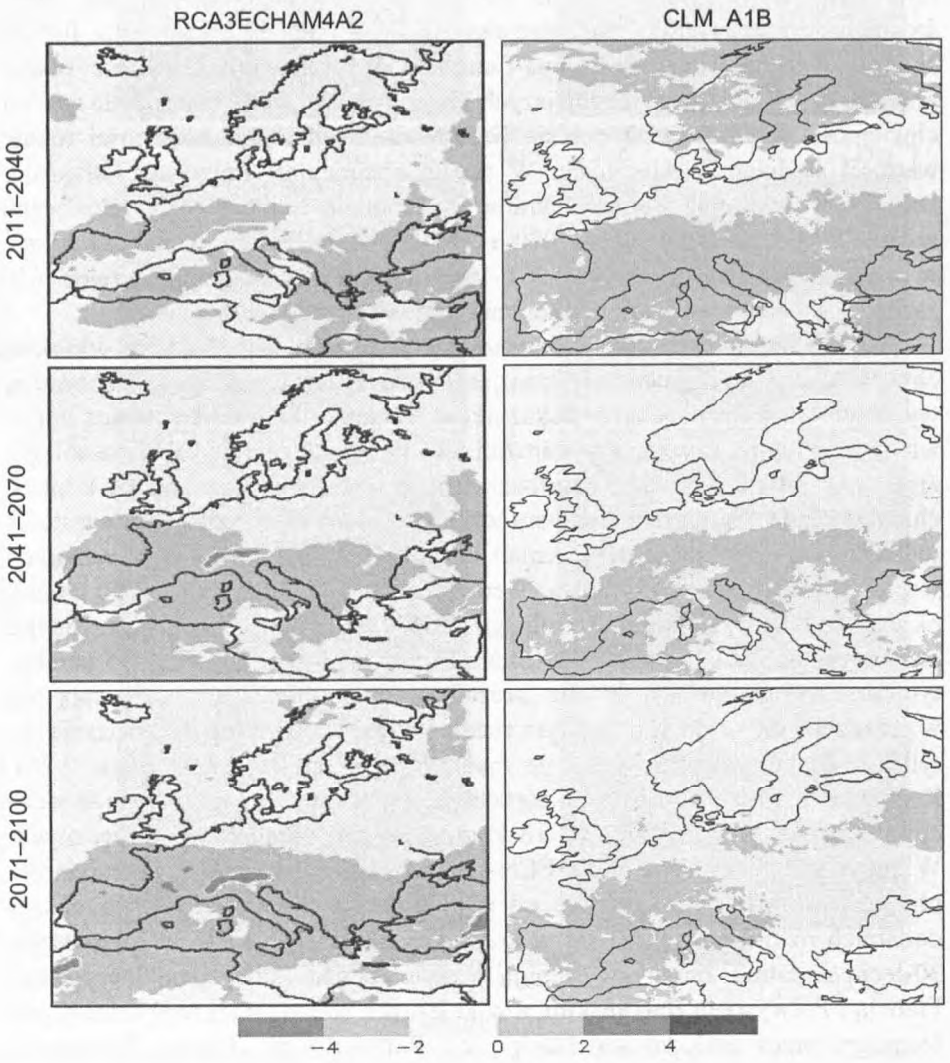
Rys. 7.26. Rozkład przestrzenny średnich wartości (1961–1990) wskaźnika CAPE z terminu 12 UTC (A i B) oraz jego zmian w 30-letnich okresach XXI w. (C–F). Różnice obliczono względem okresu 1961–1990

Fig. 7.26. The spatial distribution of mean monthly values of CAPE index (1961–1990) at 12 UTC (A and B) and its change in XXI century (C–F). The differences from 1961–1990

Badanie zmian CAPE pod wpływem zmian koncentracji gazów cieplarnianych przeprowadzono dla terminu 12 UTC, z uwagi na dobowy przebieg chwiejności, i wyższe wartości CAPE w tym terminie. Zarówno w czerwcu, jak i lipcu, na znacznym obszarze Europy prognozowane są spadki chwiejności (rys. 7.26). Jedynie w pierwszym 30-leciu w lipcu, dodatnie wartości różnic średnich miesięcznych są prognozowane nad Półwyspem Apenińskim, Iberyjskim, a także nad Alpami i Europą Centralną. W tych rejonach wartości różnic przekraczały 50 J kg^{-1}. W późniejszych 30-leciach zaznacza się nasilenie spadku chwiejności. Nad znaczną częścią Europy dominują ujemne wartości różnic wartości średnich miesięcznych. W strefie obejmującej Półwysep Bałkański, Basen Karpacki oraz Polskę, Ukrainę i zachodnią Rosję średnie miesięczne wskaźnika CAPE z lat 2041–2070 i 2071–2100 są niższe o 50–100 J kg^{-1} w stosunku do tych z okresu 1961–1990. Jedynie Skandynawia i rejon Alp zaznacza się pozytywnymi wartościami różnic (wzrostem chwiejności).

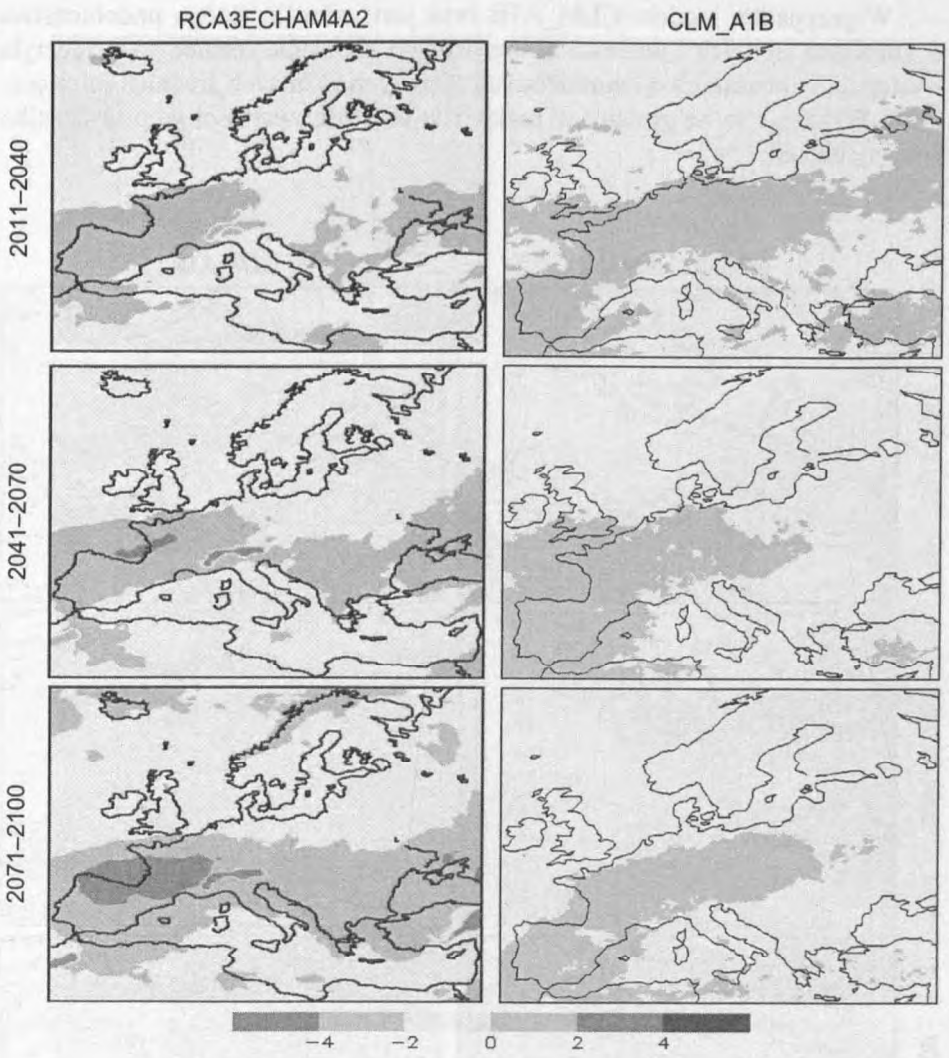
Niebezpieczne zjawiska konwekcyjne występują w przypadku wysokiej chwiejności. Z tego powodu istotną jest ocena zmian częstości występowania wysokich wartości badanych wskaźników. Badanie takie daje również odpowiedź na pytanie, czy zmiany wartości średnich pociągają za sobą równolegle zmiany w całym rozkładzie częstości danego wskaźnika, czy zmiany klimatu charakteryzują się różnym tempem zmian w różnych przedziałach częstości indeksów chwiejności. Ocenę zmian częstości wysokich wartości badanych wskaźników oparto na różnicy wartości 95-tego percentyla z 30-letnich okresów z XXI w. i okresu kontrolnego 1961–1990. Podobnie jak w przypadku różnic średnich, analizowano wartości dla czerwca i lipca. Różnice 95 percentyla dla wskaźnika VT w obu prezentowanych miesiącach zawierają się w przedziale od –4 do 4, przy czym różnice większe od –2 lub 2 zaznaczają się tylko w niektórych okresach i na małej przestrzeni (rys. 7.27 i rys. 7.28). Rozkład przestrzenny różnic 95 percentyla w znacznej mierze oddaje tendencję, jaka zarysowała się w rozkładzie różnic średnich miesięcznych. W przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2 wzrost wartości percentyla 95 prognozowany jest na południe od równoleżnika 45°N. Dodatkowo obszar dodatnich różnic powiększa się w kolejnych okresach XXI w. W pierwszym 30-leciu dodatnie zmiany występują częściowo nad Półwyspem Iberyjskim, Francją i Półwyspem Bałkańskim, a w kolejnych zmiany obejmują szeroki pas biegnący przez południową Europę od Portugalii po Turcję. Najwyższe dodatnie zmiany w lipcu przypadają na koniec XXI w. (ostatnie trzydziestolecie). Nad północną Hiszpanią i południową Francją prognozowany jest wzrost wartości 95 percentyla o 2–4 w stosunku do wartości z okresu 1961–1990. W symulacji CLM_A1B dodatnie zmiany 95 percentyla, w okresie 2011–2040, prognozowane są w pasie od Półwyspu Iberyjskiego poprzez Niemcy, Polskę po zachodnią Rosję. W kolejnych okresach symulacji obszar

o dodatnich różnicach zmniejsza się, obejmując tylko Półwysep Iberyjski, Francję, Niemcy i Polskę. W strefie od północno-zachodniej Polski po zachodnią Rosję różnice 95 percentyla przekraczają 2.



Rys. 7.27. Rozkład przestrzenny wartości różnic 95-tego percentyla wskaźnika VT w Europie w XXI w. w czerwcu względem okresu kontrolnego 1961–1990

Fig. 7.27. The spatial distribution of changes of the 95th percentiles of VT index in June in XXI century. The differences from control period 1961–1990

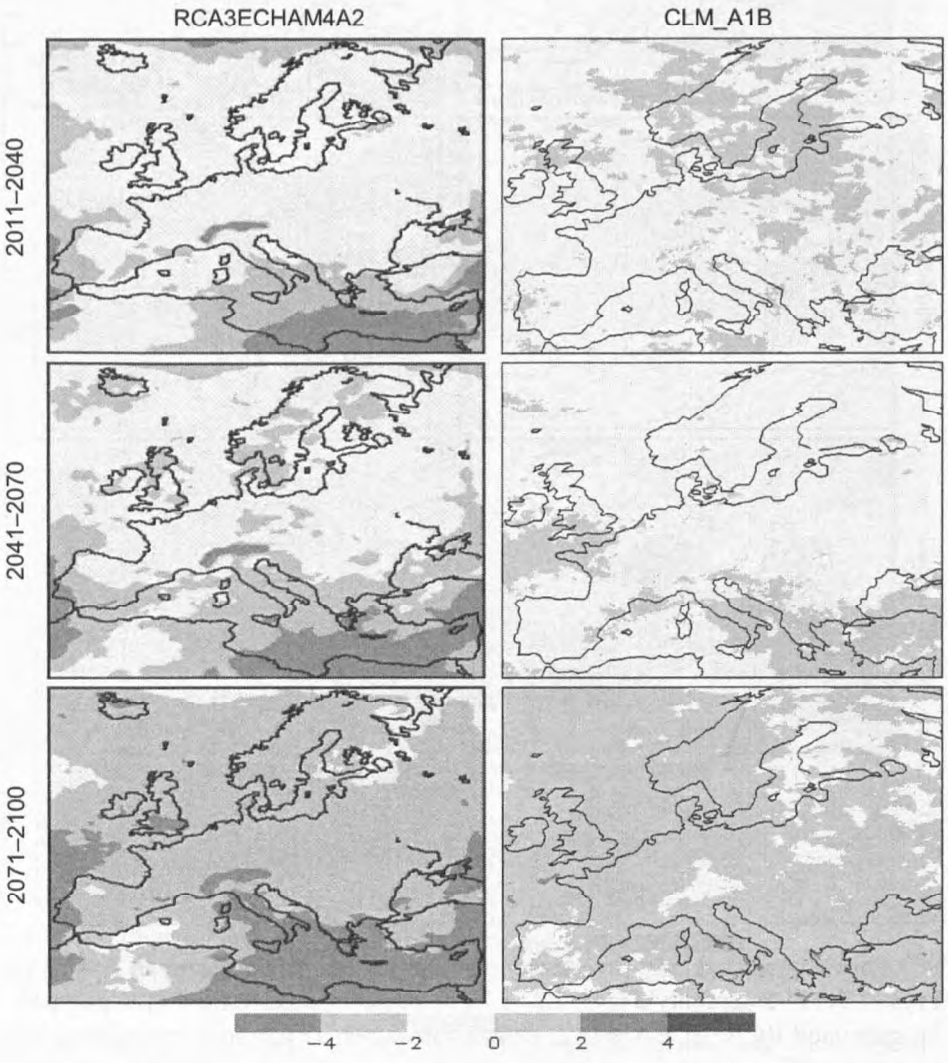


Rys. 7.28. Jak na rys. 7.27, lecz w lipcu

Fig. 7.28. As at Fig. 7.27, but in July

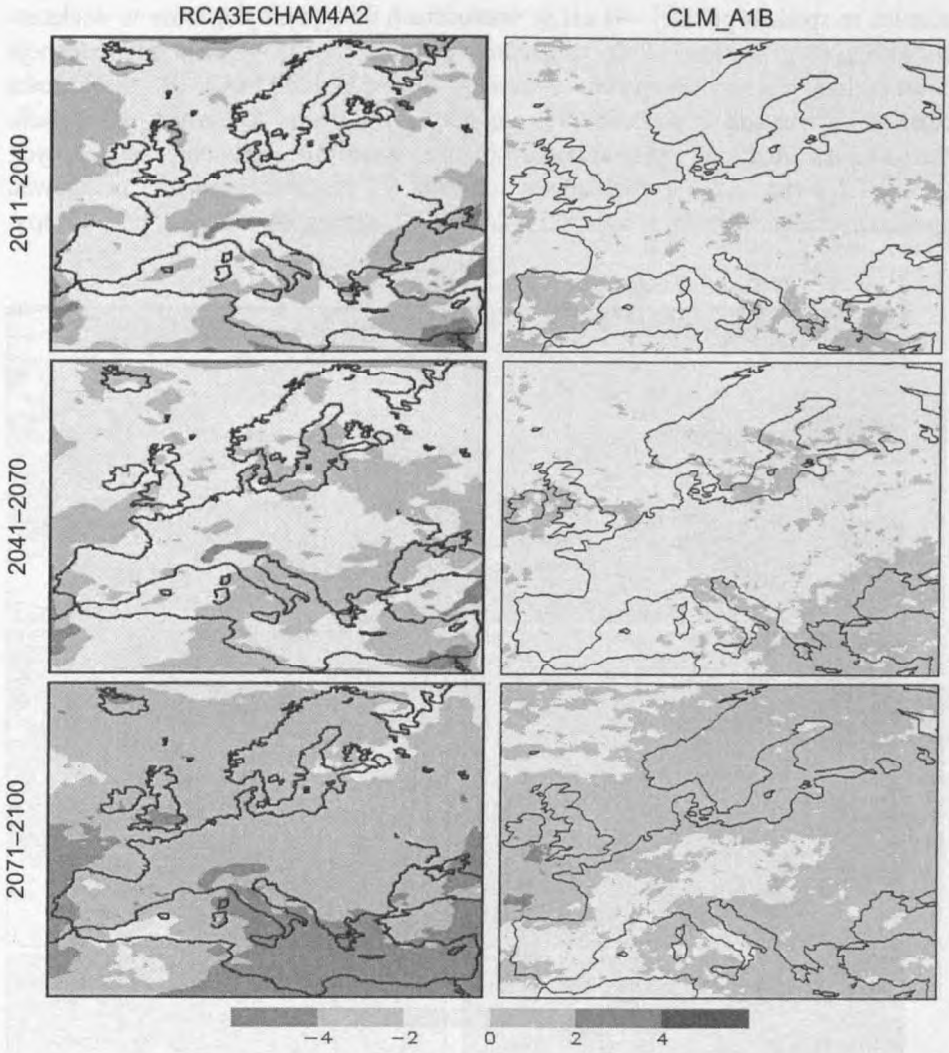
Porównując rozkłady przestrzenne zmian średnich miesięcznych (rys. 7.20 i rys. 7.21) i 95 percentyla (rys. 7.27 i 7.28) wartości wskaźnika VT, w przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2, można zauważyć, że kierunek zmian średnich i wartości 95 percentyla, w części badanego obszaru, jest podobny. Należy jednak podkreślić, że na części obszaru (np. Basen Morza Śródziemnego), przewidywany jest wzrost wartości 95 percentyla, podczas gdy różnice wartości średnich są ujemne.

W przypadku modelu CLM_A1B brak jest jednoznacznego podobieństwa w zmianach średnich i wartości ekstremalnych. Dodatnie różnice 95 percentyla występują w obszarach o najmniejszych ujemnych różnicach średnich miesięcznych. Wskazuje to na zmiany w rozkładzie częstości wartości tego wskaźnika w tej symulacji.



Rys. 7.29. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu TTI

Fig. 7.29. As at Fig. 7.27, but for TTI index

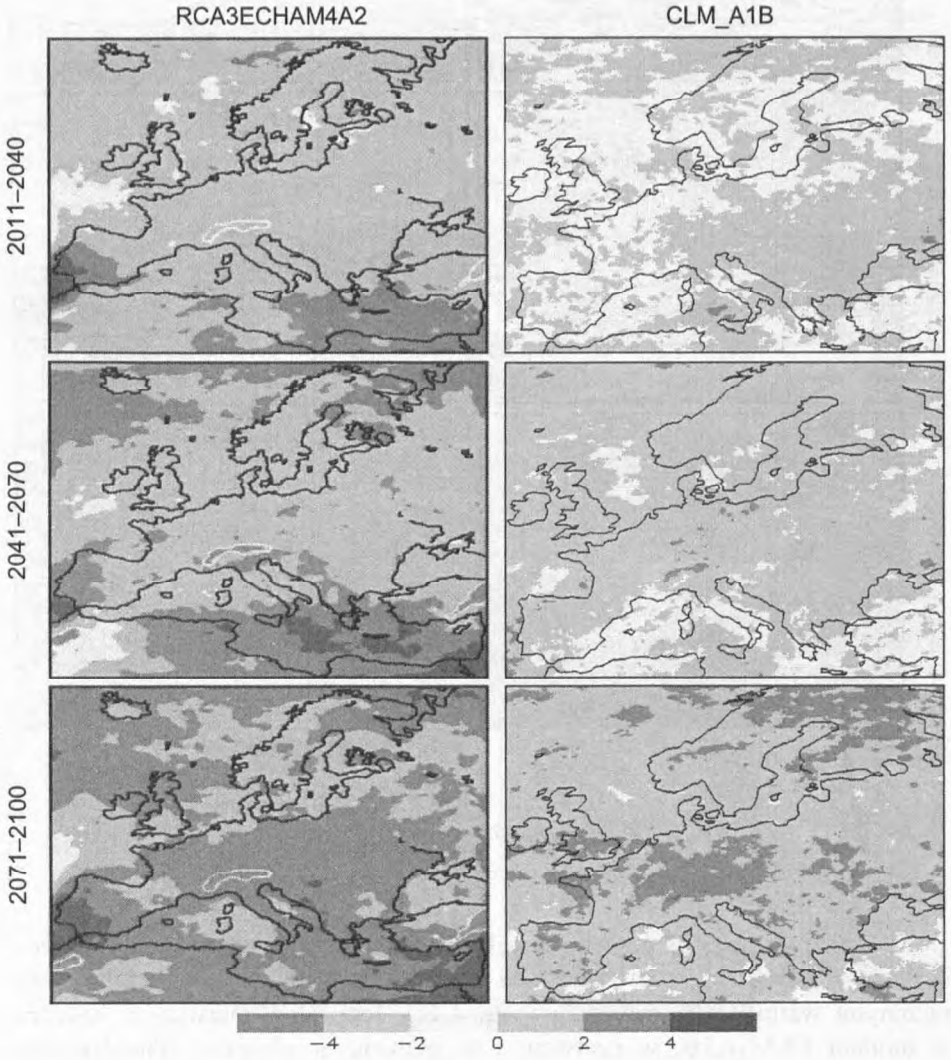


Rys. 7.30. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu TTI

Fig. 7.30. As at Fig. 7.28, but for TTI index

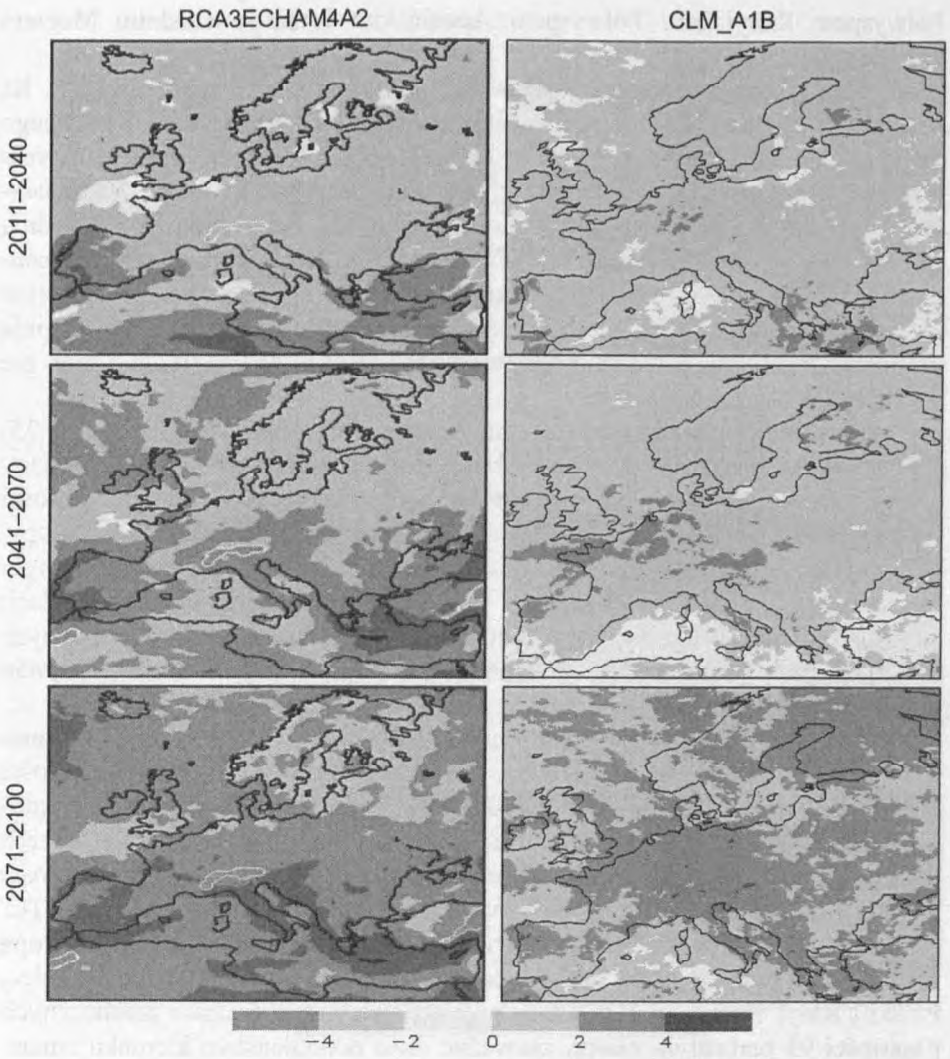
Różnice wartości 95 percentyla wskaźnika TTI w obu prezentowanych miesiącach, i praktycznie we wszystkich trzech badanych okresach, cechują się ujemnymi wartościami (rys. 7.29 i rys. 7.30). Jedynie w pierwszym 30-leciu w modelu CLM_A1B, w czerwcu, i to głównie na obszarze Skandynawii, prognozowany jest wzrost wartości 95 percentyla indeksu TTI. W kolejnych 30-leciach XXI w. wartości 95 percentyla maleją, przy czym zauważalny jest nieco większy spadek w wartościach średnich (w ostatnim okresie symulacji

różnice te spadają poniżej –4) niż w wartościach 95 percentyla, które w większości należą do przedziału –2 do –4 i rzadko są mniejsze niż –4. Podobna tendencja zauważalna jest w przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2. W większości różnice są ujemne i wartości 95 percentyla maleją w kolejnych 30-leciach. Porównując rozkłady przestrzenne różnic wartości średnich miesięcznych (rys. 7.22 i rys. 7.23) z rozkładami wartości 95 percentyla, można oczekiwać spadku częstości wysokich wartości indeksu TTI, szczególnie na południu Europy.



Rys. 7.31. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu KI

Fig. 7.31. As at Fig. 7.27, but for KI index



Rys. 7.32. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu KI

Fig. 7.32. As at Fig. 7.28, but for KI index

Zmiany w wartościach 95 percentyla indeksu KI dla symulacji RCA3ECHAM4A2 w większości są pozytywne (rys. 7.31 i rys. 7.32). W czerwcu najwyższe zmiany prognozowane są w rejonie Półwyspu Iberyjskiego i nad wschodnim Morzem Śródziemnym. Największe zmiany przypadają na ostatnie 30-lecie XXI w. Nad Europą dominują wówczas różnice z przedziału 2–4, a na południu badanego obszaru przekraczają 4. Jeszcze większy wzrost prognozowany jest w lipcu. W latach 2071–2100 różnice powyżej 4 występują nad

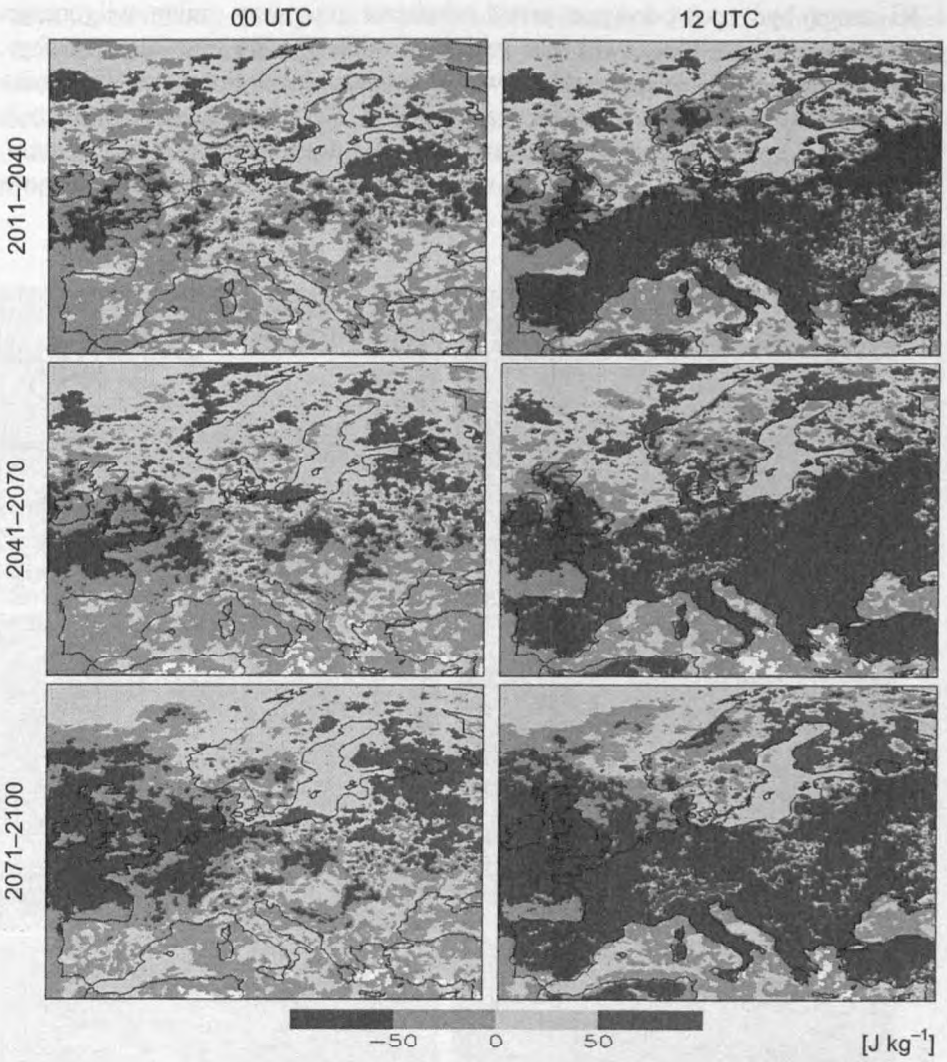
Półwyspem Iberyjskim, Półwyspem Apenińskim i nad wschodnim Morzem Śródziemnym.

Ocena zmian w rozkładzie częstości wartości 95 percentyla indeksu KI z użyciem symulacji CLM_A1B wskazuje również, w większości badanego okresu, na dodatnie zmiany w wartościach 95 percentyla. Jedynie w czerwcu w pierwszym 30-leciu prognozowany jest spadek wartości 95 percentyla w obszarze obejmującym zachodnią część Morza Śródziemnego, zachodnią Europę i Półwysep Skandynawski. W kolejnych 30-leciach wartości 95 percentyla rosną. Najwyższe różnice (przekraczające 2) prognozowane są w obrębie Francji, Niemiec i Półwyspu Skandynawskiego. Spadki 95 percentyla występują w obszarze Morza Śródziemnego w okresie 2041–2070 i praktycznie nie występują w ostatnim 30-leciu.

Porównując rozkłady różnic średnich arytmetycznych (rys. 7.24 i rys. 7.25) i wartości 95 percentyla w przypadku symulacji RCA3ECHAM4A2, zmiany w wartościach średnich są większe w porównaniu ze zmianami wartości 95 percentyla, szczególnie nad Morzem Śródziemnym i na południu Europy. Należy jednak zaznaczyć, że tam, gdzie różnice w średnich miesięcznych były ujemne, różnice w 95 percentylu są dodatnie. W przypadku symulacji CLM_A1B brak jest widocznego podobieństwa w rozkładach przestrzennych obu badanych wartości. Na podkreślenie zasługuje fakt silniejszych zmian w wartościach średnich.

Analiza zmian wartości 95 percentyla wskaźnika CAPE, z terminu dziennego, (symulacja CLM_A1B) w czerwcu i w lipcu wskazuje na wzrost częstości wysokich wartości nad Półwyspem Skandynawskim i nad obszarem północno-zachodniej Rosji, a także w rejonie Alp i południowych Niemiec, Czech i południowej Polski. W terminie nocnym prognozowany jest wzrost wartości 95 percentyla na większym obszarze w porównaniu do tego z terminu 12 UTC. Najsilniejszy spadek (50 J kg^{-1}) przewidywany jest nad zachodnią Europą w czerwcu, a w lipcu strefa silnych spadków obejmuje również obszar Niemiec, Polski i Rosji. Porównując rozkłady przestrzenne zmian średnich miesięcznych i wartości 95 percentyla można zauważyć duże podobieństwo kierunku zmian. W obszarach wzrostu wartości średnich miesięcznych obserwowany jest wzrost wartości 95 percentyla indeksu CAPE, przy czym zmiany wartości 95 percentyla są większe od zmian średnich. Wskazywać to może na zmiany w rozkładzie częstości i we wzroście częstości dni z wysokimi wartościami CAPE.

Analiza zmian warunków chwiejności dla różnych scenariuszy zmian koncentracji gazów cieplarnianych z użyciem Regionalnych Modeli Klimatu nie pozwala jednoznacznie dać odpowiedzi co do wzrostu niestabilności atmosfery wraz z postępującym ociepleniem klimatu. Najbardziej zgodne wyniki obu symulacji odnoszą się do analizy wskaźnika VT. Wzrost wartości tego indeksu prognozowany jest na południu Europy, natomiast spadek w Europie Zachodniej i Środkowej zarówno w przypadku wartości średnich miesięcznych, jak

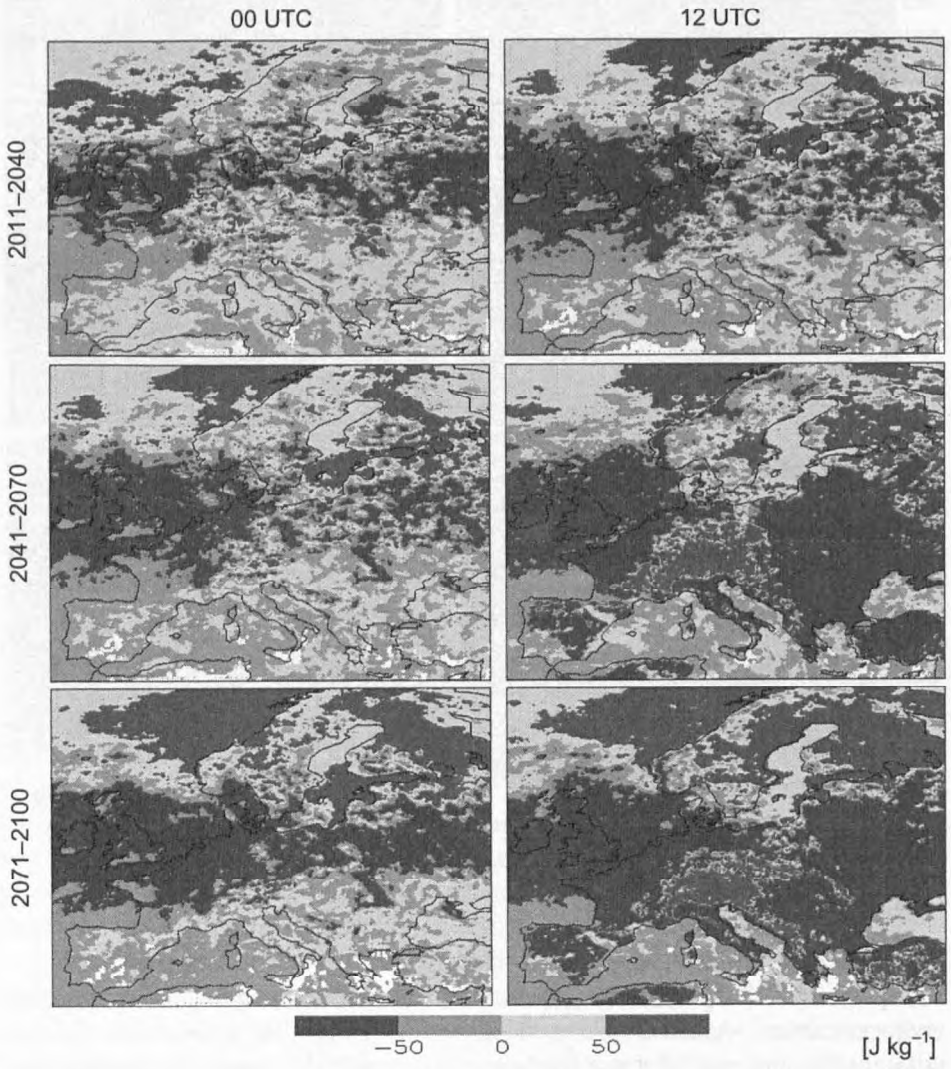


Rys. 7.33. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu CAPE

Fig. 7.33. As at Fig. 7.27, but for CAPE index

i 95 percentyla. W przypadku pozostałych wskaźników rozbieżności pomiędzy wykorzystanymi symulacjami są większe. W przypadku scenariusza A2 na południu Europy, nad Morzem Śródziemnym i nad Półwyspem Skandynawskim prognozowany jest wzrost chwiejności atmosfery. Natomiast w przypadku symulacji CLM_A1B wzrost niestabilności prognozowany jest częściej na północy kontynentu. Prezentowane rozbieżności w przypadku wskaźników TTI

i KI mogą być spowodowane przez odmienne prognozy zmian wilgotności powietrza, czasem kluczowej dla zmian warunków chwiejności atmosfery. W obu symulacjach rozkłady różnic wartości średnich miesięcznych wskaźnika TTI nawiązują do różnic wartości wskaźnik VT. Rozkład przestrzenny różnic wskaźnika KI w większości prognozuje wzrost chwiejności atmosfery. Zatem, w przypadku wskaźnika TTI większą rolę w ocenie zmian chwiejności odgrywa



Rys. 7.34. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu CAPE

Fig. 7.34. As at Fig. 7.28, but for CAPE index

czynnik termiczny, natomiast w przypadku wskaźnika KI – czynnik wilgotnościowy. Również analiza zmian wskaźnika CAPE nie pozwala na jednoznaczną ocenę wpływu wzrostu koncentracji gazów cieplarnianych na warunki chwiejności atmosfery. Główną tego przyczyną jest dosyć słaba jakość symulacji tego indeksu przez modele. Wartości prognozowane znacznie różnią się od wyników otrzymywanych z pomiarów dla okresu kontrolnego.

8. PODSUMOWANIE

Burze i inne zjawiska konwekcyjne występują w momencie pojawienia się określonych warunków meteorologicznych. Jednym z nich jest chwiejność atmosfery oznaczająca możliwość rozwoju ruchów pionowych w atmosferze, prowadzących do rozwoju komórek burzowych. Badanie częstości burz nad Europą Zachodnią wskazuje regiony, gdzie prawdopodobieństwo pojawienia się takich zjawisk atmosferycznych jest szczególnie wysokie (Van Delden 2001). Najwyższą częstością burz cechują się południowe Niemcy, Dolina Padu i Zatoka Genueńska. Powstaje zatem pytanie o możliwość wyróżnienia nad Europą obszarów cechujących się większą chwiejnością atmosfery.

W pracy przeprowadzono badanie warunków niestabilności atmosfery na podstawie wyników sondaży aerologicznych. Baza danych obejmuje pomiary z 41 stacji radiosondażowych wykonanych w latach 1973–2007. Analizie poddano również zagadnienie prawdopodobnych zmian warunków chwiejności w XXI w. wraz z różnym tempem zmian klimatycznych. Ocenę chwiejności atmosfery dokonano, analizując indeksy niestabilności atmosfery: VT (*Vertical Totals*), TTI (*Total Totals*), KI oraz CAPE (*Convective Available Potential Energy*).

Warunki chwiejności atmosfery cechują się wyraźnym cyklem rocznym. Najwyższe wartości badanych indeksów obserwowane są w miesiącach letnich, a najniższe wartości przypadają na zimę. W przypadku wskaźników VT i TTI maksimum przypada na maj, natomiast w cyklu rocznym wskaźników KI i CAPE maksimum przypada na lipiec lub sierpień. Na stacjach Europy Południowej maksimum przesuwa się na miesiące jesienne (wrzesień, październik). Dla miesięcy letnich (maj–wrzesień) przeprowadzono badanie rozkładu przestrzennego średnich miesięcznych badanych wskaźników. W przypadku wskaźnika VT charakterystyczny jest równoleżnikowy rozkład wartości średnich miesięcznych. Wysokimi wartościami (wyższymi od 26) cechują się stacje z Europy Południowej i wartości te maleją w kierunku północnym. W rozkładzie przestrzennym średnich miesięcznych wskaźnika TTI zaznacza się strefa obejmująca Alpy i Basen Karpacki o najwyższych średnich miesięcznych

(powyżej 44). Na zachód i południe od tej strefy wartości wskaźnika szybko maleją. Stosunkowo wysokie wartości obserwowane są również na wschodzie badanego obszaru (Ukraina) i na Półwyspie Skandynawskim. Podobnym rozkładem przestrzennym cechuje się wskaźnik KI. Najwyższe wartości (powyżej 24) obserwowane są na stacjach w położonych w sąsiedztwie Alp i Karpat. Nieco niższe wartości obserwowane są na stacjach z Ukrainy i Rosji. Najniższe wartości są obserwowane w Europie Zachodniej i Południowej oraz na Półwyspie Skandynawskim. W przypadku średnich miesięcznych indeksu CAPE, średnie miesięczne wartości maleją z południa na północ oraz ze wschodu na zachód. Najwyższe średnie miesięczne (powyżej 350 J kg^{-1}) notowane są w Dolinie Padu, na Półwyspie Apenińskim oraz w Rumunii, zachodniej Ukrainie i zachodniej Turcji.

Z uwagi na fakt, że prawdopodobieństwo burz wzrasta w przypadku wysokich wartości wskaźników chwiejności, analizie poddano również zróżnicowanie przestrzenne częstości dni z wysokimi wartościami wskaźników chwiejności. Najwyższy odsetek dni z wysokimi wartościami wskaźników TTI i KI chwiejności notowany jest w strefie od Alp do Karpat. W obszarze tym, w maju, częstość dni z wartościami indeksu TTI większymi od 49 wynosi ponad 35%. W pozostałych miesiącach odsetek ten jest mniejszy (20%), przy czym taką częstością, oprócz wymienionych już rejonów, cechuje się również Półwysep Skandynawski. W przypadku indeksu KI, odsetek dni z wartościami większymi od 30 wynosi 30 w strefie obejmującej stacje z sąsiedztwa Alp i Karpat. Porównując wskaźniki TTI i KI, maksimum częstości dni z TTI > 49 przypada na maj, natomiast najczęściej dni z KI > 30 notowane są w lipcu i sierpniu. Najwyższą częstością dni (powyżej 20%), z wartościami wskaźnika VT > 30, cechują się stacje z południa Europy.

W przypadku wskaźnika CAPE, badaniu poddano liczbę dni z wartościami powyżej 0 J kg^{-1} oraz powyżej 1000 J kg^{-1}. Dla obu progów rozkłady przestrzenne nawiązują do tych, wskazanych przez analizę średnich miesięcznych. Najwyższą liczbą dni z CAPE > 0 i CAPE > 1000 J kg^{-1} charakteryzuje się Dolina Padu i rejon Karpat, a także Ukraina. W rejonach tych odsetek dni z CAPE > 0 J kg^{-1} wynosi 65, na podstawie pomiarów nocnych, i 70, na podstawie pomiarów wykonanych w terminie 12 UTC. W maju i wrześniu wysokim odsetkiem dni z CAPE > 0 J kg^{-1} cechuje się rejon Wysp Brytyjskich i Europy Zachodniej. Masy powietrza arktycznego, przepływając nad Atlantykiem, w dolnych warstwach ogrzewają się i stają się chwiejne. W strefie Alp i Karpat prawdopodobieństwo dni z CAPE >1000 J kg^{-1} wynosi 8%. W sierpniu i wrześniu najwyższy odsetek dni z CAPE >1000 J kg^{-1} obserwowany jest nad Półwyspem Apenińskim i Sycylią podczas, gdy na pozostałym obszarze odsetek ten jest bardzo mały – poniżej 2%.

Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych, jak i częstości dni z wysokimi wartościami wskaźników niestabilności, potwierdził wpływ orografii na rozwój

chwiejności atmosfery. Alpy i Karpaty odgrywają znaczącą rolę w kształtowaniu prędkości napływu mas powietrza na różnych poziomach, prowadząc w pewnych warunkach do wzrostu chwiejności. W przypadku napływu mas powietrza polarnomorskiego w rejon Półwyspu Apenińskiego, Alpy uniemożliwiają adwekcje tych mas w dolnej troposferze. Tym samym w rejonie Doliny Padu w dolnych warstwach atmosfery utrzymuje się ciepłe powietrze znad Morza Śródziemnego, natomiast powyżej 3 km pojawia się powietrze polarnomorskie. Pojawia się tu duży gradient temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą. Podobny mechanizm ma miejsce w rejonie Karpackim. W przypadkach, gdy nad Węgrami i Rumunią zalega powietrze znad Morza Śródziemnego, adwekcja mas powietrza z zachodu zachodzi szybciej w środkowej troposferze, prowadząc tym samym do rozwoju silnej konwekcji. Wzrost chwiejności atmosfery obserwowany jest również wraz z oddalaniem się od Atlantyku. Pod wpływem podłoża napływające masy powietrza ulegają transformacji i rozwija się w nich duży gradient temperatury pomiędzy dolną i środkową troposferą. Wysoka chwiejność atmosfery na południu Europy, a także w Europie Południowo-Wschodniej wskazuje również na wpływ wilgoci na kształtowanie się niestabilności atmosfery. Morza Śródziemne i Czarne są źródłem wilgoci dla mas powietrza wkraczającego na obszary kontynentu Europejskiego. Porównując wyniki z terminów 00 UTC i 12 UTC, w przypadku wskaźnika CAPE, wyższe wartości obserwowane są w pomiarach dziennych. Nagrzewające się w ciągu dnia podłoże i powietrze w dolnej warstwie prowadzi do powstania stratyfikacji chwiejnej i kształtowania się niestabilności atmosfery. Odmienne wyniki daje porównanie dla wskaźników KI, TTI i VT. Wyższe wartości obserwowane są w nocy. Wskaźniki te wykorzystują wartości temperatury i temperatury punktu rosy z kilku poziomów barycznych. Z uwagi na fakt opóźniania się maksimum dobowego wraz ze wzrostem wysokości, wyższe temperatury na poziomach izobarycznych 850 i 700 hPa notowane są w godzinach nocnych. Wzrasta zatem różnica temperatury pomiędzy poziomem 850 i 500 hPa, a tym samym wartości omawianych wskaźników.

Analiza przestrzenna warunków chwiejności wskazała na możliwość wydzielenia na obszarze Europy regionów klimatycznych pod względem chwiejności atmosfery. Regionalizacji dokonano, stosując metodę analizy skupień oraz analizę składowych głównych. Oba podejścia wskazały region o wysokiej chwiejności obejmujący Półwysep Apeniński, Alpy, Karpaty i Europę Południowo-Wschodnią.

Serie czasowe średnich miesięcznych wskaźników chwiejności wskazują na kilkuletnią cykliczną zmienność chwiejności atmosfery. Kilkuletnie okresy o wysokich wartościach badanych indeksów przeplatają się z okresami o niższych wartościach średnich miesięcznych. Zauważalny jest także wzrost średnich miesięcznych po roku 2000. Podobną zmienność zaobserwowano w przebiegach czasowych częstości dni z wysokimi wartościami indeksów niestabilności.

Analiza wskazała lata 1983–1984, 1988–1989, 1992, 1998–1999, 2000–2001 i 2006–2007 jako cechujące się wyższą liczebnością dni o wysokich wartościach wskaźników chwiejności.

Obliczone trendy średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności (VT, TTI i KI) w czerwcu, lipcu i sierpniu z okresu 1993–2007 wskazały wzrost chwiejności w zachodniej i środkowej Europie, natomiast na stacjach rosyjskich dominują ujemne wartości współczynnika trendu. We wrześniu na znacznym obszarze od Wysp Brytyjskich, poprzez Francję, Niemcy, Polskę aż po Ukrainę, wartości współczynnika trendu są ujemne. W przypadku trendu wskaźnika CAPE w czerwcu, lipcu i sierpniu najwyższymi wartościami trendu charakteryzują się Półwysep Iberyjski i Dolina Padu. Wzrost chwiejności atmosfery jest pochodną zmian w poziomie swobodnej konwekcji oraz w poziomie wyrównania. Trend średnich miesięcznych poziomu swobodnej konwekcji na większości badanych stacji jest dodatni, co oznacza jego obniżanie się. Z kolei trend średnich miesięcznych poziomu wyrównania jest ujemny.

Korzystając z wyników symulacji zmian klimatu XXI w. wykonanych z użyciem Regionalnych Modeli Klimatu RCA3 (SMHI – Sverges Meteorologiska och Hydrologiska Institut) i CLM (DWD – Deutscher Wetterdienst), dokonano oceny możliwych zmian warunków chwiejności atmosfery. W przypadku wskaźnika VT prognozowane jest osłabienie niestabilności atmosfery w strefie na północ od 45°N, najsilniejsze w ostatnim 30-leciu XXI w. Wzrost wartości tego wskaźnika, w porównaniu do okresu kontrolnego 1961–1990, wskazywany jest nad Półwyspem Iberyjskim i nad zachodnim rejonem Morza Śródziemnego. W przypadku wskaźników KI i TTI zaznaczają się pewne różnice pomiędzy zastosowanymi w badaniach modelami klimatu. W symulacji RCA3 wzrost warunków chwiejności (wskaźnik KI) wskazywany jest nad Morzem Śródziemnym i nad południową Europą, natomiast na podstawie modelu CLM wzrost chwiejności atmosfery przewidywany jest nad Europą Północną. Podobnie nad Półwyspem Skandynawskim, a także w obszarze Alpejskim, przewidywany jest wzrost średnich miesięcznych wskaźnika CAPE, natomiast dla Europy Wschodniej i Półwyspu Bałkańskiego przewiduje się spadek chwiejności atmosfery.

Podsumowując, stwierdzono zróżnicowanie przestrzenne chwiejności atmosfery nad Europą. Najwyższymi wartościami wskaźników chwiejności charakteryzują się obszary Alp i Karpat, a także Europa Południowo-Wschodnia. W ostatnich 15 latach nad Europą Zachodnią, Południową i Środkową, zaobserwowano wzrost wartości warunków chwiejności. Ocena zmian niestabilności atmosfery pod wpływem zmian w stężeniu gazów cieplarnianych wskazała zmniejszenie się niestabilności statycznej (definiowanej jako różnica temperatury pomiędzy dolną i środkową atmosferą) w strefie na północ od 45°N. W przypadku pozostałych wskaźników (TTI i KI) zastosowane modele klimatu odmiennie wskazują rejony wzrostu i spadku chwiejności atmosfery.

SPIS LITERATURY

Alexandersson, H., 1996, *Recent changes in precipitation distribution over western Europe*. European Conference on Applied Climatology, Abstract Volume, 7–10 May Norrkoping, Szwecja, 59–60.

Allen, M. R., Ingram, W. J., 2002, *Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle*. Nature, 419, 224–232.

Almerza, C., Lopez, J. A., 1996, *Variability of precipitation in Spain and its relation to the North Atlantic Oscilation*. European Conference on Applied Climatology, Abstract Volume, 7–10 May Norrkoping, Szwecja, 163–165.

Angell, J. K., 1988, *Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures*, 1958–87. J. Climate, 1, 1296–1313.

Arguez, A., Waple, A. M., Sanchez-Lugo, A. M., 2007, *State of climate in 2006*. [W:] Arguez, A., (ed.) Bull. Amer. Soc., 88, 1–135.

Auer, I., i in., 2007, *HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region*. Int. J. Climatol., 27, 17–46.

Baeriswyl, P-A., Rebetez, M., 1997, *Regionalization of precipitation in Switzerland by means of principal component analysis*. Theor. Appl. Climatol., 58, 31–41.

Barnett, D. N., Brown, S. J., Murphy, J. M., Sexton, D. M., Webb, M. J., 2006: *Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO2 using a large ensemble of GCM simulations*. Climate Dyn., 26, 489–511.

Baranston, A. G., Livezey, R. E., 1987, *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. Mon. Wea. Rev., 115, 1083–1126.

Bąkowski, R., 2005: *Wybrane analityczne i prognostyczne wskaźniki chwiejności atmosfery*. [W:] *Hydrologia, meteorologia, klimatologia – badania naukowe i prognozy w erze informatyzacji*. Red. M. Ozga-Zielińska, D. Limanowska. IMGW, Ser.: Monografie, 209–218.

Bednorz, E., Kolendowicz, L., Szyga-Pluta, K., 2001, *Przykład regionalizacji wskaźników nieciągłych elementów pogody w świetle metody hierarchicznego grupowania obiektów wielocechowych*. Annales UMCS, t. 40/41, 6, sec. B, 51–57.

Bengtsson, L., Roackner, E., Stendel, M., 1999, *Why is the global warming much slower than expected?* J. Geophys. Res., 104, 3965.

Berdon, N. P., 2009, *The analyses of thunderstorm on 4 August 2006*. Atmos. Res., 93, 111–117.

Bets, N. L., 2003, *Analysis of an anomalously severe thunderstorm system over Nothern Ireland*. Atmos. Res. 67–68, 23–34.

Bielec, Z., 1998, *Wieloletnia zmienność występowania burz w Szczecinie, Łodzi, Krakowie i na Kasprowym Wierchu w latach 1953–1993*. Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys. 3, 449–453.

Bielec, Z., 1999, *Wieloletnia zmienność występowania burz w Polsce w latach 1949–1998. Zmiany i zmienność klimatu Polski*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa 4–6 IX 1999, Łódź, 11–15.

Bielec-Bąkowska, Z., 2003, *Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century*. Atmos. Res., 67–68, 35–52.

Bielec-Bąkowska, Z., Matuszko, D., 2005, *Warunki meteorologiczne sprzyjające występowaniu burz w Krakowie i okolicach*. Folia Geographica Series Geographica-Phisica, XXXV–XXXVI, 113–131.

Bielec-Bąkowska, Z., Bąkowski, R., 2006, *Wskaźniki chwiejności atmosfery a występowanie silnych zjawisk konwekcyjnych na przykładzie Warszawy*. Annales UMCS. Vol. LXI. Sectio B (Geographia, Geologia etc.), 65–71.

Bissolli, P., Grieser, J., Dotzek, N., Welsh, M., 2007, *Tornado in Germany and their relation to particular weather conditions*. Global and Planetary Change, 57, 124–138.

Boryczka, J., Stopa-Bpryczka, M., 2007, *Okresowe wahania temperatury powietrza w Europie w XIX–XXI wieku i ich przyczyny*. [W:] K. Piotrowicz, B. Twardosz, (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*. IGiGP UJ Kraków.

Bocheva, L., Georgiev, C. G., Simeonov, P., 2007, *A climate study of severe storms over Bulgaria produced by Mediterranean cyclones in 1990–2001 period*. Atmos. Res., 83, 284–293.

Bolton, N., Elsom, D. M., Meaden, G. T., 2003, *Forecasting tornadoes in the United Kingdom*. Atmos. Res., 67–68, 53–72.

Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett, S. F. B., Jones, P. D., 2006, *Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850*. J. Geophys. Res., 111, D12106, DOI: 10.1029/2005JD006548.

Brooks, E. B., Lee, J. W., Craven, J. P., 2003, *The spatial distribution of severe thunderstorm and environments from global reanalysis data*. Atmos. Res., 67–68, 73–94.

Brooks, H. E., 2007, *Ingridients-Based forecasting*. [W:] Giaiotti, D. B. (red.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets*. CISM Courses and Lectures, 475, 133–140.

Brown, S. J., Parker, D. E., Folland, C. K., Macadam, I., 2000, *Decadal variability in the lower-tropospheric lapse rate*. Geophys. Res. Lett., 27, 997–1000.

Brönnimann, S., 2003: *A historical upper air-data set for the 1939–44 period*. Int. J. Climatol., 23, 769–791.

Bryan, G. H., Fritsch, J. M., 2000, *Moist absolute instability: the sixth static stability state*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 1207–1230.

Caccaiamani, A., Battaglia, F., Patruno, P., Pomi, A., Selvini, A., Tibaldi, S., 1995, *A climatology study of thunderstorm activity in the Po Valley*. Theor. Appl. Climatol., 50, 185–203.

Carleton, A. M., 1988, *Meridional transport of eddy sensible heat in winters marked by extremes of the North Atlantic Oscilation 1948/49–1979/80*. J. Climate, 1, 212–223.

Craven, J. P., Brooks, H. E., Hart, J. A., 2002, *Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection*. Preprints 21st Conference on Severe Local Storms, San Antonio Texas USA. Amer. Meteor. Soc. 643–649.

Craven, J. P., Jewell, R. E., Brooks, H. E., 2002, *Comparison between observed convective clode-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels*. Wea. Forecasting., 17, 885–890.

Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R. K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C. G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A. and Whetton, P., 2007, *Regional Climate Projections*. [W:] *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge–New York.

Christensen, J. H., Christensen, O. B., 2007, *A summary of PRUDENCE model projections of change in European climate by the end of this centry*. Clim. Change, 81, 7–30.

Clark, M. R., 2009, *The southern Englnd tornadoes genesis of 30 December 2006: Case study of a tornadic storm in a low CAPE, high shear environment*. Atmos. Res. 93, 50–65.

Comrie, A. C., Glenn, E. C., 1998, *Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability*. Clim. Res. 10, 201–215.

Costa, S., Mezzasalma, P., Levizzani, V., Alberoni, P. P., Nanni, S., 2001, *Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis*. Atmos. Res., 56, 73–88.

Dalezios, N. R., Papamanolis, N. K., 1991, *Objective assessment of instability indices for operational forecasting in Greece*. Meteorol. Atmos. Phys., 45, 87–100.

Delden van A., 2001, *The synoptic setting of thunderstorm in western Europe*. Atmos. Res., 56, 89–110.

DeRubertis, D., 2006, *Recent trends in four common stability indices derived from U.S. radiosonde observations*. J.Climate, 19, 309–323.

Dessenes, J., Snow, J. T., 1989, *Tornado in France*. Wea. Forecasting, 4, 110–132.

Dikinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi F., Bates, G. T., 1989, *A regional climate model for the western United States*. Clim. Change, 15, 383–422.

Doswell, C. A., 1987, *The Distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example*. Wea. Forecasting, 2, 3–17.

Doswell, C. A., Brooks, H. E., Maddox, R. A., XXXX, *Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology*. Wea. Forecasting, 11, 560–581.

Doswell, C. A., Markowski P. M., 2004, *Is buoyancy a relative quantity?* Mon. Wea. Rev., 139, 853–863.

Dorn, W., Dethloff, K., Rinke, A., Roeckner, E., 2003, *Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projection*. Climate Dyn. 21, 447–458.

Dotzek, N., 2001, *Tornado in Germany*. Atmos. Res., 56, 233–251.

Dotzek, N., 2003, *An updated estimate of tornado occurrence in Europe*. Atmos. Res., 67–68, 153–161.

Elliot, P. W., Gaffen, D. J., 1991, *On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 72, 1507–1520.

Elsom, D. M., Meaden, G. T., Reynolds, D. J., Rowe, M. W., Webb, J. D. C., 2001, *Advances in tornado and storm research in the United Kingdom and Europe: the role of the tornado and storm research organization*. Atmos. Res., 56, 19–29.

Eskridge, R. E., Alduchov, O. A., Chernykh, I. V., Panmao, Z., Polansky, A. C., 1995, *A comprehensive aerological reference data set (CARDS): rough and systematic errors*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 76, 1759–1775.

Ehrendorfer, M., 1986, *A regionalization of Austria's precipitation climate using principal component analysis*. J. Climate, 7, 71–89.

Folland, C. K., Karl, T. R., Christy, J. R., Clarke, R. A., Gruza, G. V., Jouzel, J., Mann, M. E., Oerlemans, J., Salinger M. J., and Wang, S.-W., 2001: *Observed Climate Variability and Change*. [W:] *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson C. A. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge–New York, 881 s.

Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R. Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz M., and Van Dorland, R., 2007: *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. [W:] *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D.,

Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor M., and Miller H. L., (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge–New York.

Free, M., Durre, I., Aguilar, E., Seidel, D., Peterson, T. C., Eskridge, R. E., Luers, J. K., Parker, D., Gordon, M., Lanzante, J., Klein, S., Christy, J., Schroeder, S., Soden, B., McMillin, L. M., Weatherhead, E., 2002, *Creating Climate reference datasets. CARDS workshops on adjusting radiosonde temperature data for climate monitoring*. Bulletin AMS, 891–899.

Free, M., Seidel, D. J., Angell, J. K., 2005, *Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC): A new data set of large-area anomaly time series*. J. Geophys. Res., 110, D22101, doi:10.1029/2005JD006169.

Frei, C., Scholl, R., Fukutome, S., Schmidli J., Vidale, P. L., 2006, *Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models*. J. Geophys. Res., 111, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.

Fortuniak, K., 2000, *Stochastyczne i deterministyczne aspekty zmienności wybranych elementów klimatu Polski*. Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys. 4.

Garand, L., Grassotti, G., Halle, J., Klein, G. L., 1992, *On difference in radiosonde humidity-reporting practices and their implications for numerical weather prediction and remote sensing*, Bull. Amer. Meteor. Soc.,73, 1417–1423.

Gaffen, D. J., 1994, *Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records*. J. Geophys. Res., 99, 3667–3676.

Gaffen, D. J., Sargent, M. A., Habermann, R. E., Lazante, J. R., 2000a, *Sensitivity of tropospheric and stratospheric temperature trends to radiosonde data quality*. J. Climate, 13, 1776–1796.

Gaffen, D. J., Santer, B., Boyle, D., Christy, J. S., Graham, J. R., Ross, N. E., 2000b, *Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere*. Science, 287, 1242–1245.

Gayá, M., Homar, V., Romero, R., Remis, C., 2001, *Tornadoes and Waterspouts in the Balearic Islands: phenomena and environment characterization*. Atmos. Res., 56, 253–267.

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P. C., Freadrich, K., 1999, *Applying Non-hierarchical cluster analysis algorithms to climate classification: some problems and their solution*. Theor. Appl. Climatol., 64, 143–150.

Gettelman, A., Seidel, D. J., Wheeler, M. C., Ross, R. J., 2002, *Multidecadal trends in tropical convective available potential energy*. J. Geophys. Res., 107, 10.1029/2001D001082.

Giaiotti, D. B., Giovanni, M., Pucillo, A., Stel, F., 2007, *The climatology of tornadoes and waterspouts in Italy*. Atmos. Res., 83, 534–541.

Giorgi, F., Mearns, L. O., 1999. *Introduction to special section: Regional climate modeling revisited*. J. Geophys. Res., 104, 6335–6352.

Gong, X., Richman, M. B., 1995, *On the application of cluster analysis to growing seasons precipitation data in North America East of the Rockies*. J. Climate, 8, 897–931.

George, J. J., 1960, *Weather forecasting for aeronautics*. Academic Press, London, p. 673.

Greatbatch, R. J., 2000, *The North Atlantic Oscilation*. Stoch. Environ. and Risk Assess. 14, 213–242.

Groenemejier, P. H., Delden, van A., 2007, *Soundind-derived parameters with large hail and torandoes in the Netherlands*. Atmos. Res. 83, 473–487.

Gutzler, D., 1996, *Low-frequency ocean-atmosphere variability across the tropical western Pacific*. J. Atmos. Sci., 53, 2773–2785.

Haimberger, L., 2005, *ERA-40 Project Report Series. No.23 Homogenization of radiosonde temperature time series using ERA-40 analysis feedback information*. ECMWF ERA-40 Project Report Series. http://www. ecmwf.int/publications/

Haklander, A., Delden, van A., 2003, *Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands*. Atmos. Res., 67–68, 273–299.

Hollweg, H. D., i in., 2008, *Ensemble simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios*. https://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/SGAFiles/CLM_report/CLM_technical_report_draft110208.pdf

Holmar, V., Gayá, M., Ramis, C., 2001, *A synoptic and mesoscale diagnosis of tornado outbreak in the Balearic Islands*. Atmos. Res., 56, 31–55.

Holzer, A. M., 2001, *Tornado climatology of Austria*. Atmos. Res., 56, 203–214.

Horel, J. D., 1981, *A rotated principal component analysis of the interannual variability of the northern hemisphere 500 mb hight field*. Mon. Wea. Rev., 109, 2080–2092.

Horváth, Á., Geresdi, I., 2001, *Severe convective storms and associated phenomena in Hungary*. Atmos. Res., 56, 127–146.

Huang, J., Mingxia, J., Higuchi, K., Shabbar, A., 2006, *Temporal structures of the North Atlantic Oscillation and its impact on the regional climate variability*. Advances in Atmospheric Sciences, 23, 23–32.

Huntriser, H., Schiesser, H. H., Schmid, W., Waldvogel, A., 1996, *Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland*. Wea. Forecasting, 12, 108–125.

Hurrell, J. W., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and presipitations*. Science, 269, 676–679.

Hurrell, J. W., Van Loon, H., 1997, *Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscilation*, Clim., Change, 36, 301–326.

IPCC, 2007*: Summary for Policymakers*. [W:] *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Metz, B., Davidson, O. R., Bosch, P. R., Dave, R., Meyer L. A., (eds)], Cambridge University Press, Cambridge–New York.

Iribarne, J. V., Cho, H-R., 1998, *Fizyka atmosfery*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe. Warszawa.

Jacob, D., i in., 2007, *An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate*. Clim. Change, 81, 31–52.

Jacovides, C. P., Yonetani, T., 1990, *An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cyprus*. Wea. Forecasting, 5, 559–569.

Jones, P. D., 1994, *Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993*. J. Climate, 7, 1794–1802.

Jones, P. D. and Moberg, A., 2003, *Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations: An Extensive Revision and an Update to 2001*. J. Climate, 16, 206–223.

Kaczmarek, Z., Parysek, J. J., 1977, *Zastosowanie analizy wielowymiarowej w badaniach geograficzno-ekonomicznych*. [W:] Chojnicki, Z., (red.), *Metody ilościowe i modele w geografii*. Warszawa, PWN, s. 94–127.

Kaiser, H. F., 1958, *The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis*. Psychometrica, 23, 187–200.

Karl, R. T., Hassol, S. J., Miller, C. D., Murray, W. L., 2006, *Temperature trends in the lower atmosphere. Steps for understanding and reconciling differences. Synthesis and Assessment Product* 1.1 Report by U.S. Climate science program and Subcommittee on Global Change Research.

Kaspar, M., Müller, M., Kokos, V., Rezacova, D., Sokol, Z., 2009, *Sever storm in Bavaria, the Czech Republic and Poland on 12–13 July 1984; A static- and model-based analysis*. Atmos. Res. 93, 99–110.

Kerr, B. W., Darkow, G. L., 1996, *Storm-relative winds and helicity in the tornadic thunderstorm environment*. Wea. Forecasting, 11, 489–505.

Kharin, V. V., Zwiers, F. W., 2005, *Estimating extremes in transient climate change simulations*. J. Climate, 18, 1156–1173.

Kjellström, E., 2004, *Recent and future signatures of climate change in Europe.* Ambio, 33, 193–198.

Kjellström, E., Bärring, L., Gollvik, S., Hansson, U., Jones, C., Samuelsson, P., Rummukainen, M., Ullerstig, A., Willén U., and K., Wyser, 2005, *A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3).* Reports Meteorology and Climatology 108, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden, 76 pp.

Kjellström, E., Bärring, L., Jacob, D., Jones, R., Lenderink, G., Schar, C., 2007, *Modelling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe.* Clim. Change, 81, 249–265.

Kolendowicz, L., 1999, *Ciśnienie pary wodnej w dniach z burzą w Poznaniu w wieloleciu 1961–90. Zmiany i zmienność klimatu Polski.* Ogólnopolska konferencja naukowa Łódź, 4–6 listopada 1999.

Kolendowicz, L., 2004, *Thunderstorm seasons and regions in Poland.* Geogr. Polonica, 77, 89–95.

Kolendowicz, L., 2005, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotnosci powietrza na wystepowanie dni z burzą na obszarze Polski.* Poznań 2005. Seria Geografia nr 71, s. 130.

Kolendowicz, L., 2006, *The influence of synoptic situation on the occurrence of days with thunderstorms during a year in the territory of Poland.* Int. J. Climatol., 26, 1803–1820.

Kożuchowski, K., 1998, *Atmosfera klimat ekoklimat.* Wydawnictwo Naukowe PWN Warszawa.

Kożuchowski, K., Wibig, J., 1988, *Kontynentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie.* Ossolineum, Wrocław, 55.

Kunz, M., 2007, *The sill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms.* Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7, 327–342.

Lanzante, J. R., Klein, S. A., Seidel, D. J., 2003a, *Temporal Homogenization of Monthly Radiosonde Temperature Data.* Part I: *Methodology.* J. Climate, 16, 224–240.

Lanzante, J. R., S. A. Klein and D. J. Seidel, 2003b, *Temporal Homogenization of Monthly Radiosonde Temperature Data.* Part II: *Trends, Sensitivities, and MSU Comparison.* J. Climate, 16, 241–262.

Leitão, P., 2003, *Tornado in Portugal.* Atmos. Res., 67–68, 381–390.

Levinson, D. H., 2005, *State of the climate in 2004.* [W:] Levinson, D. H., (ed.) Bull. Amer. Soc., 86, 1–86.

Levinson, D. H., Lawrimore, J. H., 2008, *State of the climate in 2007,* [W:] Levinson, D. H., Lawrimore, J. H., (ed.) Bull. Amer. Soc., 89, s. 1–179.

López, L., Marcos, J. L., Sanchez, J. L., Castro, A., Fraile, R., 2001, *CAPE values and hailstorms on northwestern Spain.* Atmos. Res., 5, 147–160.

Machler, J., Schönwiese, Ch. D., 1987, *Homogeneity, Spatial correlation and spectral variance analysis of long European and North America air temperature records.* Theor. App. Climatol., 38, 157–166.

Mallants, D., Feyen, J., 1990, *Defining homogeneous precipitation regions by means of principal components analysis.* J. Appl. Meteor., 29, 892–901.

Manzato, A., 2003, *A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods.* Atmos. Res., 67–68, 417–454.

Markowski, P., 2007a, *An Overview of atmospheric convection.* [W:] Giaiotti, D. B., (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets.* CISM Courses and Lectures, 475, 1–6.

Markowski, P., 2007b, *The concept of buoyancy and its application to deep moist convection.* [W:] Giaiotti, D. B., (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets.* CISM Courses and Lectures, 475, 7–16.

Markowski, P., 2007c, *Pressure fluctuations associated with deep moist convection.* [W:] Giaiotti, D. B. (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets.* CISM Courses and Lectures, 475, 17–22.

Markowski, P., 2007d, *Convective storm initiation and organization*. [W:] Giaiotti, D. B. (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets*. CISM Courses and Lectures, 475, 23–28.

Markowski, P., 2007e, *Supercell thunderstorms*. [W:] Giaiotti, D. B. (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspects*. CISM Courses and Lectures, 475, 29–44.

Markowski, P., 2007f, *Tornadoes and Tornadogenesis*. [W:] Giaiotti, D. B. (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspects*. CISM Courses and Lectures, 475, 45–56.

Martyn, D., 1985, *Klimaty kuli ziemskiej*. PWN, Warszawa.

McGuffie, K., Henderson-Sellers, A. 2001, *Forty Years of Numerical Climate Modelling*, Int. J. Climatol., 21, 1067–1109.

McGuffie, K., Henderson-Sellers, A. 2005, *A climate modeling Primer*. John Wiley & Sons, Ltd.

McGregor, J. L., 1997. *Regional Climate Modeling*. Meteorol. Atmos. Phys. 63, 105–117

Meehl, G. A., Arblaster, J. M. and Tebaldi, C., 2005a, *Understanding future patterns of precipitation extremes in climate model simulations*. Geophys. Res. Lett., 32, L18719, doi:10.1029/2005GL023680.

Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver A. J. and Zhao, Z.-C., 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor M. and Miller H. L., (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge–New York.

Miller, R. C., 1972, *Notes on analysis and sever storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central*. Tech. Rept. 200. Air Weather Service. US Air Force. 102

Nakićenović, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., et al., 2000, *Emission scenarios*. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 599 pp.

Parczewski, W., 1960, *Warunki wystepowania nagłych wezbrań na małych ciekach*. Wiad. Sł. Hydro. Meteo. T. 8, z. 3, 108–133.

Parker, D. E., Cox, D. I., 1995, *Towards a consistent global climatological rawinsonde data-base*. Int. J. Climatol., 15, 473–496.

Pešice, P., Sulan, J., Řezáčová, D., 2003, *Convection precursor in the Czech territory*. Atmos. Res., 67–68, 523–532.

Putsay, M., Szenyán, I., Simon, A., 2009, *Case study of Mesoscale Convective System over Hungary on 29 June 2006 with satellite, radar and lightning data*. Atmos. Res., 93, 82–92.

Rasmussen, E. N., Blanchard, D. O., 1998, *A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters*. Wea. Forecasting, 13, 1148–1164.

Richman, M. B., 1986, *Review article. Rotation of principal components*. J. Climate, 6, 293–335.

Riemann-Campe, K., Fraedrich, K., Lunkeit, F., 2008, *Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis*. Atmos. Res., doi: 10.1016/j.atmosres.2008.09.037.

Romero, R., Gaya, M., Doswell, C. A., 2007, *European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events*. Atmos. Res., 83, 389–404.

Ross, R. J. and Elliott, W. P., 1996, *Tropospheric water vapor climatology and trends over North America: 1973–93*. J. Climate, 9, 3561–3574.

Ross, R. J. and Elliott, W. P., 2000, *Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends*. J. Climate, 14, 1602–1612.

Seidel, D. J., Free, M., 2005, *Diurnal cycle of upper-air temperature estimated from radiosondes*. J. Geophys. Res. 110, D09102. DOI.10.1029/2004JD005526.

Serreze, M. C., Carse, F., Barry, R. G., Rogers, J. C., 1997, *Icelandic Low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation*. J. Climate, 10, 453–464.

Siedlecki, M., 2007, *Selected instability indices in Europe*. Theor. Appl. Climatol., DOI. 1007/s00704-008-0034-4

Siedlecki, M., Rzepa, M., 2008, *Całkowita energia chwiejności nad Europą w latach 1991–2003*. Przeg. Geofiz., 53, 4354

Simeonov, P., Georgiev, C. G., 2003, *Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999–2001 period: synoptic- and meso-scale factors for generation*. Atmos. Res., 67-68., 629–643.

Sioutas, M., 2003, *Tornado and waterspouts in Greece*. Atmos. Res., 67–68, 645–656.

Smith, T. M., Reynolds, R. W., *A global merged land-air-sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997)*. J. Climate. 18, 2021–2036.

Shein, K. A., 2006, *State of the climate in 2005*. [W:] Shein, K. A., (ed.) Bull. Amer. Soc., 87, s. 1–102.

Sherwood, S. C., 2000, *On moist instability. American Meteorological Society*, 4139–4142.

Schultz, P., 1989, *Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado*. Wea. Forecasting, 4, 73–80.

Schultz, D. M., Schumacher, P. N., Doswell, C. A., 2000, *The intricacies if instability*. Mon. Wea. Rev., 128, 4143–4148.

Shilárd, S., 2007, *A systematic approach to synoptic climatology of Hungary for the recent years (1996–2001) based on official damage reports*. Atmos. Res., 83, 263–271.

Showalter, A. K., 1953, *A stability index for thunderstorm forecasting*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250–252.

Smolec, A., 2007, *Regiony termiczne Europy*. [W:] Piotrowicz K., Twardosz, R., (red.) *Wahania w różnych skalach przestrzennych*. IGiGP UJ Kraków.

Sobczyk, M., 1997, *Statystyka*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa

Steinacker, R., 2007a, *Dynamical aspect of topography: the role of obstacles*. [W:] Giaiotti, D. B. (ed.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets*. CISM Courses and Lectures, 475, 57–74.

Steinacker, R., 2007b, *Thermodynamic aspects of topography: the role of elevation*. [W:] Giaiotti, D. B. (red.), *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspets*. CISM Courses and Lectures, 475, 75–100.

Stiperski, I., 2005, *The causes of supercell development with tornadogenesis on 30th August 2003 – A case study*. Geofizika 22, 83–104.

Thorne, P. W., Parker, D. E., Tett, S. F. B., Jones, P. D., McCarthy, M., Coleman, H., Brohan, P., 2005, *Revisiting radiosonde upper air temperature from 1958 to 2002*. J. Geophys. Res., 110, D22101, doi:10.1029/2004JD005753.

Trenberth K. E., Faullo, J., Smith, L., 2005: *Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor*. Climate Dynamics, 24, 741–758.

Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje, R., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., 2007: *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change*. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M. Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller H. L., (eds)]. Cambridge Uniwersity Press, Cambridge–New York.

Tudurí, E., Ramis, C., 1997, *The environments of significant convective events in the Western Mediterranean*. Wea. Forecasting. 12, 294–306.

Tudurí, E., Romero, R., López, L., García, E., Sánchez, J. L., Ramis, C., 2003, *The 14 July 2001 hailstorm in northern Spain: diagnosis of the meteorological situation*. Atmos. Res., 67–68, 541–558.

Tuomenvirta, H., Alexandersson, H., Drebs, A., Frich, P., Nordli, P. O., 2000, *Trends in Nordic and Arctic Temperature Extremes and Ranges*. J. Clim. 13, 977–990.

Valero, F., Luna, M. Y., Marin, M. L., *An overview of a heavy rain event in southeastern Iberia: the role of large-scale meteorological conditions*. Ann. Geophysicae, 15, 494–502.

Vidale P. L., Luthi, D., Wegmann R., Schar C., 2007: *European summer climate variability in heterogeneous multi-model ensemble*. Climatic Change, 81, 209–232.

Webb, J. D. C., Elsom, D. M., Reynolds, D. J., 2001, *Climatology of severe hailstorms in Great Britain*, Atmos. Res., 56, 291–308.

Wibig, J., 1990, *Metody analizy klimatologicznych szeregów czasowych*. [W:] Kożuchowski K., (red.) *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*. Wyd. UŁ.

Wibig, J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*. Wydawnictwo UŁ, Łódź.

Wibig, J., Siedlecki, M., 2007, *Spatial and temporal distribution of precipitable water in the atmosphere over Europe*. [W:] *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych I czasowych*. IGiGP, UJ. Kraków, 195–204.

WMO, 2007, WMO *Catalogue of Radiosondes and Upper-air wind System. Geneva*, WMO, online, http://www.wmo.ch/web/www/ois/ois-home.htm.

Zaitseva, N. A., 1993, *Historical developments in radiosonde system in the former Soviet Union*. Bull. Amer. Meteor. Soc.,74, 1893–1900.

Zieliński, R., 1972, *Tablice statystyczne*. PWE, Warszawa.

Zurbenko, I., Porter, P. S., Rao, S. T., Ku, J. Y., Gui, R., Eskridge, R. E., 1996, *Detecting discontinuities in time series of upper-air data: development and demonstration of an adaptive filter technique*. J. Climate, 9, 3548–3560.

Żmudzka, E., 1995, *Tendencje i cykle zmian temperatury powietrza w Polsce w latach 1951–1990*. Prz. Geod., XL, 2, 192–140.

SPIS TABEL I ZAŁĄCZNIKÓW

Tabela 1.6.1. Występowanie zjawisk konwekcyjnych określone na podstawie wskaźnika TTI, CT, VT 25
Tabela 1.6.2. Prawdopodobieństwo wystąpienia burz określone na podstawie wskaźnika KI 26
Tabela 1.6.3. Chwiejność atmosfery szacowana na podstawie wskaźnika CAPE 27
Załącznik I. Zestawienie stacji użytych w opracowaniu 193
Załącznik II. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika VT (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 196
Załącznik III. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika TTI (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 197
Załącznik IV. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika KI (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 198
Załącznik V. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika CAPE (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 199
Załącznik VI. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika LFC (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 200
Załącznik VII. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika EL (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 201
Załącznik VIII. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika MR (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla 202

SPIS RYSUNKÓW

Rys. 1.1. Diagram aerologiczny typu skew-T z zaznaczonym polem dodatniej (CAPE) i ujemnej (CIN) energii chwiejności 20
Rys. 2.1. Rozkład geograficzny stacji aerologicznych w Europie wykorzystanych w pracy. (1 – Ankara, 2 – Ateny, 3 – Belgrad, 4 – Brest, 5 – Budapeszt, 6 – Bukareszt, 7 – Charków, 8 – De Bilt, 9 – Gibraltar, 10 – Idar, 11 – Izmir, 12 – Jokioinen, 13 – Kijów, 14 – Ajaccio (Korsyka), 15 – Łeba, 16 – Legionowo, 17 – Rzym, 18 – Lyon, 19 – Madryt, 20 – Meiningen, 21 – Mediolan, 22 – Monachium, 23 – Moskwa, 24 – Nancy, 25 – Nimes, 26 – Ørland, 27 – Trappes (Paryż), 28 – Payerne, 29 – St.Petersburg, 30 – Praga, 31 – Szlezwik, 32 – Smoleńsk, 33 – Sofia, 34 – Stambuł, 35 – Stavanger, 36 – Trapani (Sycylia), 37 – Udine, 38 – Valentia, 39 – Wiedeń, 40 – Wołogda, 41 – Wrocław) 33
Rys. 2.2. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości temperatury i temperatury punktu rosy z poziomów 2 m (SURF), 850, 700 i 500 hPa na stacjach Brest (A), Legionowo (B) i Moskwa (C) w okresie 1973–2007 37
Rys. 2.3. Przebieg anomalii średniej miesięcznej wartości temperatury i temperatury punktu rosy z poziomów 2 m (SURF), 850, 700 i 500 hPa na stacjach Ørland (A), Monachium (B) i Trapani (Sycylia) (C) w okresie 1973–2007 38
Rys. 2.4. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności na stacjach: Brest (A), Legionowo (B) i Moskwa (C) w okresie 1973–2007 39
Rys. 2.5. Przebieg anomalii średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności na stacjach: Ørland (A), Monachium (B) i Trapani (Sycylia) (C) w okresie 1973–2007 . 40
Rys. 2.6. Wartości testu t dla średnich miesięcznych wartości temperatury i temperatury punktu rosy (A) oraz średnich miesięcznych wartości wskaźników chwiejności (B) na wybranych stacjach. Linie przerywane wyznaczają odpowiednie przedziały ufności 42
Rys. 3.1 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007 45
Rys. 3.2. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE (w J kg^{-1}) w Europie w latach 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC 47
Rys. 3.3 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu VT dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007 49
Rys. 3.4. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu VT w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC 50
Rys. 3.5 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu TTI dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007 52

Rys. 3.6. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu TTI w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC 53
Rys. 3.7 a–j. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości indeksu KI w Europie w okresie 1973–2007 56
Rys. 3.8. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu KI w Europie w okresie 1973–2007 w terminach 00 UTC i 12 UTC 57
Rys. 3.9 a–d. Rozkład częstości wartości indeksu CAPE dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007 59
Rys. 3.10 a–h. Rozkład częstości dni z CAPE: > 0 J kg^{-1} (a, b), > 100 J kg^{-1} (c, d), > 500 J kg^{-1} (e, f), > 1000 J kg^{-1} (g, h) w roku w Europie w latach 1973–2007 . . . 60
Rys. 3.11 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu CAPE > 0 J kg^{-1} w ciepłej porze w latach 1973–2007 62
Rys. 3.12 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu z CAPE > 1000 J kg^{-1} w ciepłej porze w Europie w latach 1973–2007 . . . 63
Rys. 3.13 a–d. Rozkład częstości wartości indeksu VT dla wybranych stacji europejskich w okresie 1973–2007 64
Rys. 3.14 a–f. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami wskaźnika VT: > 25 (a, b), > 30 (c, d), > 35 (e, f) w roku w Europie w latach 1973–2007 65
Rys. 3.15 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami indeksu VT > 30 w miesiącach pory ciepłej w Europie w latach 1973–2007 66
Rys. 3.16 a–d. Rozkład względnej częstości występowania wartości indeksu TTI w Europie dla wybranych stacji w okresie 1973–2007 68
Rys. 3.17 a–f. Rozkład przestrzenny względnej częstości dni z wartościami wskaźnika TTI: > 44,1 (a, b), > 49,1 (c, d), > 55,1 (e, f) w roku w Europie w okresie 1973–2007 69
Rys. 3.18 a–j. Rozkład przestrzenny względnej częstości występowania dni z wartościami wskaźnika TTI > 49 w miesiącach pory ciepłej w Europie w latach 1973–2007 . . . 70
Rys. 3.19 a–d. Rozkład częstości względnej występowania wartości indeksu KI dla wybranych stacji europejskich w latach 1973–2007 72
Rys. 3.20 a–f. Rozkład przestrzenny częstości względnej występowania dni z wartościami wskaźnika KI: > 20,1 (a, b), > 25,1 (c, d), > 35,1 (e, f) w Europie w latach 1973–2007 73
Rys. 3.21 a–j. Rozkład przestrzenny częstości względnej występowania dni z wartościami KI > 30 w Europie w miesiącach letnich w latach 1973–2007 74
Rys. 4.1. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych VT, TTI i KI: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych 81
Rys. 4.2. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych CAPE, częstości CAPE > 0 J kg^{-1}, częstości CAPE > 100 J kg^{-1}: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych 84
Rys. 4.3. Regionalizacja warunków chwiejności w Europie na podstawie średnich miesięcznych CAPE, VT, TTI, KI, częstości CAPE > 0 J kg^{-1}, częstości CAPE > 100 J kg^{-1}: A – hierarchiczne drzewo połączeń, B – odległości wiązania względem etapów wiązania, C – wydzielone regiony na podstawie metody Warda, D – wydzielone regiony na podstawie metody składowych głównych 85
Rys. 5.1. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźnika CAPE na stacjach Europy Zachodniej i Europy Centralnej 89

Rys. 5.2. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźnika CAPE na stacjach Europy Południowej i Europy Wschodniej 90
Rys. 5.3 A–B. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźników chwiejności w wybranych stacjach Europy Centralnej (A) i Europy Zachodniej (B) w okresie 1973–2007 . . . 91
Rys. 5.4 A–B. Przebieg anomalii miesięcznych wskaźników chwiejności w wybranych stacjach Europy Południowej (A) i Europy Wschodniej (B) w okresie 1973–2007 . . 92
Rys. 5.5. Przebieg anomalii miesięcznych indeksów VT, TTI, KI i CAPE w maju, czerwcu, lipcu, sierpniu i wrześniu na stacji Brest w latach 1973–2007. Linią ciągłą zaznaczono przebieg średniej ruchomej, a linia przerywana to linia trendu w latach 1993–2007 94
Rys. 5.6. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Legionowo 95
Rys. 5.7. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Moskwa 96
Rys. 5.8. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Ørland 97
Rys. 5.9. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Monachium 98
Rys. 5.10. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Trapani na Sycylii 99
Rys. 5.11. Jak dla rys. 5.5, lecz dla stacji Mediolan 100
Rys. 5.12. Przebieg miesięcznych liczebności wysokich wartości wskaźników chwiejności atmosfery (VT > 26, TTI > 46, KI > 25, CAPE > 100 J kg^{-1}) w Breście w okresie 1973–2007 101
Rys. 5.13. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji w Legionowie 102
Rys. 5.14. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji w Moskwie 102
Rys. 5.15. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Ørland 102
Rys. 5.16. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Monachium 103
Rys. 5.17. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Mediolan 103
Rys. 5.18. Jak dla rys. 5.12, tylko dla stacji Trapani na Sycylia 103
Rys. 5.19. Rozkład przestrzenny współczynnika trendu liniowego średniej miesięcznej temperatury powietrza na poziomie izobarycznym 850 hPa w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza ujemne wartości trendu 108
Rys. 5.20. Jak dla rysunku 5.19, lecz dla poziomu izobarycznego 500 hPa 109
Rys. 5.21. Współczynnik trendu liniowego średniej miesięcznej temperatury punktu rosy na poziomie izobarycznym 850 hPa w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza trend ujemny 110
Rys. 5.22. Jak dla rys. 5.21, lecz dla poziomu 700 hPa 111
Rys. 5.23. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika trendu liniowego średnich miesięcznych wskaźników VT w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany to wartości ujemne trendu 113
Rys. 5.24. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika TTI 114
Rys. 5.25. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika KI 116
Rys. 5.26. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika CAPE 117
Rys. 5.27. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika LFC 118
Rys. 5.28. Jak dla rys. 5.23, lecz, dla wskaźnika EL 119
Rys. 5.29. Jak dla rys. 5.23, lecz dla wskaźnika MR 120
Rys. 6.1. Rozkład przestrzenny współczynnika korelacji liniowej pomiędzy wskaźnikiem NAO a średnimi miesięcznymi wartościami indeksu VT w Europie w okresie 1993–2007. Obszar zakreskowany oznacza ujemne wartości korelacji 125
Rys. 6.2. Jak na rys 6.1, lecz dla wskaźnika TTI 126
Rys. 6.3. Jak na rys 6.1, lecz dla wskaźnika KI 127
Rys. 6.4. Jak na rys 6.1, lecz dla wskaźnika CAPE 128

Rys. 7.1. Zmienność średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza na poziomie 850 hPa w okresie 1973–1990, A) dla pomiarów radiosondażowych w stacji Legionowo, B) na podstawie symulacji RCA3ERA, C) zależność średnich miesięcznych radiosondażowych oraz z symulacji RCA3ERA 138
Rys. 7.2. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury na poziomie 500 hPa 138
Rys. 7.3. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury punktu rosy na poziomie 850 hPa 139
Rys. 7.4. Jak na rys. 7.1, lecz dla temperatury punktu rosy na poziomie 700 hPa 139
Rys. 7.5. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu VT 140
Rys. 7.6. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu TTI 140
Rys. 7.7. Jak na rys. 7.1, lecz dla indeksu KI 140
Rys. 7.8. Porównanie symulowanych średnich miesięcznych wartości indeksu VT z uzyskanymi na podstawie sondaży aerologicznych z lat 1973–1990 141
Rys. 7.9. Jak na rys. 7.8, lecz dla indeksu TTI 141
Rys. 7.10. Jak na rys. 7.8, lecz dla indeksu KI 142
Rys. 7.11. Jak na rys.7.8, lecz dla indeksu CAPE 143
Rys. 7.12. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych indeksu VT w lipcu (A), średnich miesięcznych z symulacji RCA3ERA (B), RCA3ECHAM4 (C), CLM_C20 (D) . . 145
Rys. 7.13. Jak na rys. 7.12, lecz dla wskaźnika TTI 145
Rys. 7.14. Jak na rys. 7.12, lecz dla wskaźnika KI 146
Rys. 7.15. Rozkład przestrzenny średnich miesięcznych wartości indeksu CAPE [J kg^{-1}] w lipcu z godz. 00 UTC (AB), z godz. 12 UTC (CD) 146
Rys. 7.16. Rozkład przestrzenny współczynnika trendu liniowego, średniej temperatury lipca na poziomie 850 hPa w Europie 148
Rys. 7.17. Jak na rys. 7.16, lecz dla poziomu 500 hPa 149
Rys. 7.18. Rozkład przestrzenny w Europie współczynnika trendu liniowego, średniej temperatury punktu rosy w lipcu na poziomie 850 hPa 150
Rys. 7.19. Jak na rys. 7.18, lecz dla poziomu 700 hPa 151
Rys. 7.20. Rozkład przestrzenny średnich wartości (1961–1990) wskaźnika VT w czerwcu (A i B) oraz jego zmian w 30-letnich okresach XXI wieku (C–F). Różnice obliczono względem okresu 1961–1990 154
Rys. 7.21. Jak na rys. 7.20, w lipcu 155
Rys. 7.22. Jak na rys. 7.20, lecz dla indeksu TTI 156
Rys. 7.23. Jak na rys. 7.21, lecz dla indeksu TTI 157
Rys. 7.24. Jak na rys. 7.20, lecz dla indeksu KI 158
Rys. 7.25. Jak na rys. 7.21, lecz dla indeksu KI 159
Rys. 7.26. Rozkład przestrzenny średnich wartości (1961–1990) wskaźnika CAPE z terminu 12 UTC (A i B) oraz jego zmian w 30-letnich okresach XXI wieku (C–F). Różnice obliczono względem okresu 1961–1990 160
Rys. 7.27. Rozkład przestrzenny wartości różnic 95-tego percentyla wskaźnika VT w Europie w XXI wieku w czerwcu względem okresu kontrolnego 1961–1990 . . . 162
Rys. 7.28. Jak na rys. 7.27, lecz w lipcu 163
Rys. 7.29. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu TTI 164
Rys. 7.30. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu TTI 165
Rys. 7.31. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu KI 166
Rys. 7.32. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu KI 167
Rys. 7.33. Jak na rys. 7.27, lecz dla indeksu CAPE 169
Rys. 7.34. Jak na rys. 7.28, lecz dla indeksu CAPE 170

Załącznik I. Zestawienie stacji użytych w opracowaniu

Lp.	Stacja	Szer. geogr.	dług. geogr.	Wys. n.p.m.	Brak danych (m-ce z liczbą sond. < 20)
1	2	3	4	5	6
1	Ankara	39.57	32.53	891	01–04, 07.1973; 09–11.1974; 03–08.1975; 06–09.1977; 07.1979; 01.1981; 11.1999; 02.2003
2	Ateny	37.54	23.44	15	03–04.1973; 07.1973; 08–09.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 07.1977,
3	Belgrad	44.46	20.25	203	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 07.1977; 01.1981; 04–09.1987; 01–02.1989; 02.1990, 03.1993–01.1997; 04.1999–11–2000; 03–06.2001
4	Brest	48.27	–4.25	95	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 02–09.1976; 07.1977; 01.1981; 06–07.1989; 08.2000
5	Budapeszt	47.26	19.11	139	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 02–09.1976; 07.1977; 01.1981; 10.1992; 02.2002; 11.2004
6	Bukareszt	44.30	26.08	91	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 02–09.1976; 07.1977; 08.1990–12.1993; 08–09.1997; 08–09.1998; 10.1999
7	Charków	49.58	36.08	155	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 06–07.1977; 01–02.1981, 02.1983, 11.1984, 02.1985, 08.1993; 11.1995; 01–05.1996; 01.1997–02.1998; 06–08.1998; 10.1998–01.1999; 02–03.2002; 08–10.2003
8	De Bilt	52.05	5.10	4	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 06–07.1977; 05.1979; 07–11.2002
9	Gibraltar	36.09	–5.21	4	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 07.1977; 01.1981; 11.1989
10	Idar	49.42	7.20	377	z terminu 00 UTC dane od 02.1984
11	Izmir	38.26	27.09	29	01–08.1973; 03–07.1974; 09–10.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 02–03.1977; 06–09.1977; 02, 05, 07, 12.1978; 07–08.1979; 05–07.1980; 01, 07–09.1981; 11–12.1982; 02.1989–01.1991; 06–10.1996

12	Jokioinen	60.49	23.30	103	09.1974; 03–07.1975; 02, 07.1977; 01.1981
13	Kijów	50.24	30.34	167	03, 04, 07.1973; 05–06.1974; 09.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 02–09.1976;
1	2	3	4	5	6
14	Korsyka (Ajaccio)	41.55	8.48	9	dane od 1979 roku
15	Legionowo	52.2	20.58	96	03, 04, 07.1973; 09.1974; 02.1975–11.1976; 06–08.1977; 01.1981; 05–06.1988; 05.1989;
16	Lire (Rzym)	41.39	12.26	21	dane od 1987
17	Lyon	45.44	5.05	240	Dane od 1979 roku; 01–04.1981; 02, 06–07.1989
18	Łeba	54.45	17.32	6	01–04, 07.1973; 03.1974–03.1979; 01.1981; 03–08.1988; 01.2001
19	Madryt	40.30	–3.35	663	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–08.1975; 09–10.1975; 02–09.1976; 11–12.1978; 01–02.1979; 08–10.1999
20	Meiningen	50.34	10.23	453	03, 04, 07.1973; 09.1974; 02.1975–10.1975; 02–09.1976; 01–04.1984; 07.1990–11.1991; 01–03.1999
21	Mediolan	45.26	9.17	103	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 04, 07.1977
22	Monachium	48.15	11.33	489	Dane od 01.1977; 01.1981
23	Moskwa	45.45	35.57	200	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–07.1975; 09–10.1975; 02–09.1976; 07–08.1996
24	Nancy	48.41	2	212	dane z terminu 00UTC od 02.1991; dane z terminu 12UTC od 1973
25	Nimes	43.52	4.24	62	03, 04, 07.1973; 03–07.1975; 09–10.1975; 01.1981; 06.1989; 08–11.2004
26	Ørland	63.42	9.36	10	03, 04, 07.1973; 03–07.1975; 02–09.1976; 01.1981
27	Paryż	48.46	2.00	168	03, 04, 07.1973; 03–07.1975; 02–09.1976; 01.1981
28	Payerne	46.49	6.94	491	03, 04, 07.1973; 05–11.1974; 03–12.1975; 01.1981
29	St. Petersburg	59.57	30.42	78	03, 04, 07.1973; 02–09.1976; 07.1977; 06.1980; 06.1983; 06.1984; 06.1987;

30	Praha	50	14.47	303	03, 04.1973; 03–07.1975; 02–09.1976
31	Szlezwik	54.32	9.33	48	03, 04, 07.1973; 03–07.1975
32	Sofia	43.39	23.22	595	03, 04, 07.1973; 09–11.1974; 03–07–1975; dane z terminu 00UTC do 1997; z terminu 12utc 2007
33	Smoleńsk	54.32	32.05	239	03, 04, 07.1973; 06, 09–10.1974; 03–07.1975; 07.1976; 07.1977; 07.1978; 07.1979; 01.1981; 01–02.1997; 07.1997; 09.1999–03.2001
34	Stambuł	40.58	29.05	33	03, 04, 07.1973; 05.1974–12.1976; 06–09.1977; 06–09.1978; 06–07.1979; 08–09.1983; 04.1991
35	Stevanger	58.52	5.39	37	03, 04, 07.1973; 09.1974; 03–08.1975; 09–10.1975; 02–09.1976; 01.1981
36	Sycylia	37.55	12.30	14	Dane od 10.1981; 09–10.1997; 09–10.1998;
37	Udine	46.02	13.11	94	03, 04, 07.1973; 09–10.1974; 03–07.1975; 06–11.1977
38	Valentia	51.56	–10.12	30	03, 04, 07.1973; 03.1975–12.1977
39	Wiedeń	48.15	16.36	200	03, 04, 07.1973; 03–07.1975; 09–10.1975; 01.1981
40	Wołogda	59.19	39.55	126	03, 04, 07.1973; 03–07.1975; 09–10.1975; 03.1991; 09.1991; 07.1993; 06.1999–07.2000; 10–12.2003
41	Wrocław	51.47	16.87	122	Dane od 06.1989; 04.1992–04.1993

Załącznik II. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika VT (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Brest	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Belgrad	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Charków	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	+	–	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+
Izmir	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Łeba	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Legionowo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Lyon	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mainingen	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Monachium	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Paris	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stambuł	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Udine	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	+	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Wrocław	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Załącznik III. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika TTI (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Brest	–	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–
Belgrad	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	+	+	–	–	+	+	+	–	–	+	–	+	–	–	–
Charków	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	+	–	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+
Izmir	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Łeba	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Legionowo	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Lyon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+
Mainingen	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Mediolan	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–
Monachium	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Paris	+	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stambuł	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–
Udine	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–

Załącznik IV. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika KI (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Brest	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Belgrad	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Charków	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+
Izmir	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Łeba	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Legionowo	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lyon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Mainingen	–	–	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	–	+	+	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Monachium	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Paris	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Stambuł	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Udine	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	+	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Załącznik V. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika CAPE (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	+	–	+	+	+	+	–	–	+	+	–	–	–	–	+
Brest	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Belgrad	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	+	–	+	+	–	+	–	+	+	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	+	+	–	+	–	+	+	–	+	–	–	–	–	–	–
Charków	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	+	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	+	+	–	+	–	+	+	–	+	–	–	–	–	+
Izmir	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Łeba	–	–	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	+	+	–
Legionowo	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	+	+	–	–	+	+	+	–	–	+	+	–	–	–	–
Lyon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	+	+	–	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	+
Mainingen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	+	+	–	–	+	+	+	–	–	+	–	+	–	–	–
Monachium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	–	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–
Paris	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	–	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stambuł	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	+	–	+	+	–	+	–	–	+	–	+	–	–	+
Udine	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	+	–	–

Załącznik VI. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika LFC (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Brest	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Belgrad	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Charków	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Izmir	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Łeba	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Legionowo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lyon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mainingen	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	–	–	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–	+
Monachium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–
Paris	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Stambuł	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+
Udine	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	+	–	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Załącznik VII. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika EL (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	+	+
Brest	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Belgrad	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bukareszt	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	–	+	–
Charków	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
De Bilt	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Izmir	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Kijów	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Korsyka/Ajaccio	–	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Łeba	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Legionowo	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	+	–	–	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	+
Lyon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Mainingen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Monachium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nimes	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Paris	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Stambuł	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	–	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–
Udine	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	–	–	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Załącznik VIII. Istotność statystyczna trendu średnich miesięcznych wskaźnika MR (maj–wrzesień) oceniona za pomocą testu Manna-Kendalla

	0,90					0,95					0,99				
	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz	maj	cze	lip	sie	wrz
Ankara	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ateny	–	–	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–
Brest	+	+	–	–	+	–	+	–	–	+	–	+	–	–	–
Belgrad	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Budapeszt	+	+	+	+	–	+	–	+	+	–	–	–	–	+	–
Bukareszt	+	–	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–
Charków	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
De Bilt	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Gibraltar	–	+	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–	+
Izmir	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jokioinen	+	–	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	+	–
Kijów	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–
Korsyka/Ajaccio	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Łeba	+	+	+	+	+	–	+	+	+	+	–	–	+	+	–
Legionowo	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–
Lire/Rzym	+	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Lyon	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Madryt	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–
Mainingen	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mediolan	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Monachium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Moskwa	–	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	+	–
Nimes	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Ørland	+	–	+	+	+	+	–	+	+	–	–	–	–	–	–
Paris	–	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Payerne	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
St. Petersburg	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Praha	–	+	–	+	–	–	+	–	+	–	–	–	–	–	–
Szlezwik	–	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Smoleńsk	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–
Stambuł	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Stevanger	+	+	+	+	+	+	–	+	–	+	–	–	–	–	–
Sycylia/Trapani	+	–	+	+	+	+	–	+	+	+	+	–	–	–	+
Udine	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Valentia	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wiedeń	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Wołogda	+	–	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–
Wrocław	–	+	+	+	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–

THE CLIMATOLOGICAL CHARACTERISTIC OF INSTABILITY OF ATMOSPHERE OVER EUROPE

Thunderstorms and severe weather phenomena appearance are connected with special meteorological conditions. One of them is instability of atmosphere which creates the vertical air mass motion and develops the thunderstorm parcels. The investigation of thunderstorm frequency over Western Europe shows privileged area with high thunderstorm events probability. The highest frequency of thunderstorms is observed over southern Germany, Po Valley and Gulf of Genoa. It means that it is possible to find European regions with high instability conditions.

In this work the investigation of instability conditions is based on 41 stations radiosounding measurements taken at 00 UTC, from the period 1973–2007. In the next step of research there is an analysis of change of instability conditions under projected global climate change in XXI century. The assessment of instability conditions is based on selected instability indices: vertical totals (VT), total totals (TTI), KI index (KI) and CAPE index (*Connective Available Potential Energy*).

This analysis shows that instability conditions are characterized by a clearly annual cycle. The maximum values of selected instability indices are observed during the summer and annual minimum is reached in winter. In the case of VT and TTI indices the maximum is observed in May while the annual cycle of CAPE and KI indices shows maximum in July or August. The most interesting feature is that high KI and TTI values appear in the Alpine area and the Carpathian basin (monthly means KI > 22, TTI >44). Orography, especially the Alp Mountains, clearly plays an important role in this structure. The Alpine area induces marked instability conditions. Cold fronts approaching the Alps meet warm air from the Africa block in the Po river valley, creating an increase of instability. The CAPE field shows that mean monthly values decrease from south to north and from west to east. The highest monthly averages (above 350 J/kg) are observed over Po Valley, Western Ukraine and west Turkey. The performed research into instability conditions shows a clear differentiation of atmospheric instability over the European continent. A lengthwise zone is clearly visible starting from the Alpine region and the adjacent areas (Po Valley) to the Carpathian Basin. The area is characterized by the highest monthly means of the investigated indices and the highest frequency of high values of these indices meaning a high probability of the occurrence of severe weather. On the other hand, northern Europe characterized by the stations Valentia, Stavanger, Orland, Jokioinen is an area with the lowest values of the discussed indices. Thus, atmospheric instability is marked by regional differentiation and the examined stations, grouped according to the similarity of values of instability indices are a basis for distinguishing these regions. As a result of using Ward's procedure, a dendogram was obtained. On this basis, two groups were separated, and in either of them two subgroups were distinguished.

The climate change projection is used to assess the instability conditions in XXI century. This is based on two Regional Climate Models (RCM): RCA3 (SMHI – Sverges Meteorologiska och Hydrologiska Institut) and CLM (DWD – Deutscher Wetterdienst). The results show that over Iberian Peninsula and Western Mediterranean area is projected to increase of VT index values especially during the period 2071–2100. In the case of KI and TTI indices the investigation shows same differences between simulations. The results from RCA3 model shows increase of KI values over Mediterranean Sea and Southern Europe while the CLM model simulate increasing of instability condition over Scandinavian Peninsula.

BIBLIOTEKA UNIWERSYTETU ŁÓDZKIEGO