

Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka*

WPŁYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA KLIMAT EUROPY

The impact of geographical factors on the climate in Europe

Abstract: The main purpose of the study was to define the most important features of the climate of Europe, which derive from geographical position and altitude above sea level. To begin with, we discuss the thermal features of Europe's climate which result from the continent's location at moderate latitudes. The research was conducted on the basis of average monthly values of air temperature in 30-year periods, 1961–1990. The fields of real sunshine, air temperature, atmospheric precipitation, atmospheric pressure and wind velocity were described using empirical models – regression polynomials of the second degrees $y = f(\varphi)$, $y = f(\lambda)$, $y = f(H)$ for three coordinates: latitude φ , longitude λ and altitude above sea level H . They simulate both the zonal variability of air temperature $T(\varphi)$ and precipitations $P(\varphi)$ (which depends on the incoming solar radiation) and the impact of the Atlantic Ocean and the altitude $T(\lambda)$, $P(\lambda)$

The equation of the regression hyperplane has been a good tool for the investigation of general features of Europe's climate: $y = a_0 + a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H$. Coefficients of partial a_1 , a_2 , a_3 – are components of gradients of meteorological variables; a_1 – meridional gradient, in $^{\circ}\text{C}/1^{\circ} \varphi$; a_2 – latitudinal gradient, in $^{\circ}\text{C}/1^{\circ} \lambda$; a_3 – hypsometric gradient, in $^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$.

Key words: longitudinal, latitudinal and hypsometric gradients, real sunshine, air temperature, precipitation, atmospheric pressure, wind velocity, Europe

Słowa kluczowe: gradienty: południkowy, równoleżnikowy i hipsometryczny, usłonecznienie, temperatura powietrza, opady, ciśnienie, prędkość wiatru, Europa

WPROWADZENIE

W pracy określono najważniejsze cechy klimatu Europy, wynikające z jej położenia w umiarkowanych szerokościach geograficznych – w sąsiedztwie Oceanu Atlantyckiego i strefowego ukształtowania jej powierzchni. Badania przeprowadzono na podstawie wyników pomiarów podstawowych elementów klimatycznych na stacjach europejskich w latach 1961–1990 (CLINO 1991).

* Uniwersytet Warszawski, Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

Metody badań modelowych zmienności przestrzennej klimatu zaproponowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego są sprawdzone na przykładach mniejszych i większych obszarów, położonych w różnych szerokościach geograficznych: Polska i Europa (Stopa-Boryczka, Boryczka i in. 1974, 1990, 1994; Śmiałkowski 1991; Barańska 1994), Kanada (Piotrowski 2001), Irak (Ahmed 1987), Wietnam (Van Than 1990).

Aproksymacji pól temperatury powietrza i innych zmiennych meteorologicznych dokonano tam za pomocą równań prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Wyjątkowo na obszarze Polski i Europy zastosowano wielomiany regresji drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia względem trzech współrzędnych położenia: szerokości geograficznej φ , długości λ , i wysokości nad poziomem morza H .

Dobrym narzędziem badań klimatu Europy okazały się modele statystyczne trójwymiarowe pól zmiennych klimatologicznych $y = f(\varphi, \lambda, H)$. Są nimi wielomiany regresji względem trzech współrzędnych kartezyjskich: szerokości φ i długości geograficznej λ oraz wysokość nad poziomem morza H , które spełniają jednocześnie rolę czynników geograficznych. Wprowadzenie do wielomianów regresji wysokości bezwzględnej H (oprócz szerokości i długości geograficznej φ, λ) znacznie zwiększa dokładność modeli, ponieważ elementy klimatologiczne są z nią silnie skorelowane. Według J. Kondrackiego (1994) jest to ważki wkład autorów w udoskonalenie modeli statystycznych, opisujących pola zmiennych meteorologicznych.

Wielomiany regresji wyższych stopni względem trzech współrzędnych położenia $y = f(\Phi, \Lambda, H)$ tj. szerokości Φ i długości geograficznej Λ – wyrażonych w setkach km oraz wysokości nad poziomem morza H umożliwiają określenie gradientu pola zgodnie z definicją matematyczną – np. pola temperatury powietrza gradient $T = [\partial T/\partial\Phi, \partial T/\partial\Lambda, \partial T/\partial H]$ o składowych horyzontalnych $\Gamma = [\partial T/\partial\Phi, \partial T/\partial\Lambda]$ – wyrażonych w $^{\circ}\text{C}/100$ km. Pozwoliło to na oddzielenie poziomej (południkowej i równoleżnikowej) zmienności temperatury powietrza w Europie od pionowej (hipsometrycznej). W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji opisują one nie tylko główne cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną. Równania hiperpłaszczyzn regresji określają średnie gradienty: południkowe $\partial y/\partial\varphi = a_1$, równoleżnikowe $\partial y/\partial\lambda = a_2$ i hipsometryczne $\partial y/\partial H = a_3$ na badanych obszarach:

$$y = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$$

Natomiast wielomiany regresji wyższych stopni (drugiego, trzeciego, czwartego) określają lokalne gradienty: południkowe, równoleżnikowe, hipsometryczne w każdym miejscu badanego obszaru.

Wyeliminowanie wpływu wysokości nad poziomem morza np. na temperaturę powietrza umożliwiło wydzielenie stref oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Europy (i Polski). Jedną z miar tego oddziaływania jest odchy-

lenie gradientów horyzontalnych (przedstawionych na mapach w postaci wektorów Γ) od południków lokalnych (Stopa-Boryczka, Boryczka i in.1994). Strefy wpływu Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Europie wskazują izarytmy azymutów $a = \text{const}$, tj. kąta nachylenia gradientów horyzontalnych – wektorów Γ do południków miejscowych. W miesiącach zimowych strefa największego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza w Europie $a > 60^\circ$ obejmuje Półwysep Skandynawski. Granicą strefy oddziaływania Oceanu jest izarytma $a = 30^\circ$ wyodrębniająca północno-zachodnią część Europy. Wcześniej E. Romer (1949) i inni oceniali wpływ Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski na podstawie izoterm zredukowanych do poziomu morza przy założeniu stałego (w przestrzeni i czasie) spadku temperatury powietrza z wysokością równego $0,5^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Natomiast w *Atlasach cz. VI i cz. VIII* przedstawiono izarytmy gradientów hipsometrycznych $\partial T/\partial H$ na obszarze Polski i w Europie zmieniających się w ciągu roku. W Polsce waha się on od $-0,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$ w styczniu do $-0,7^\circ\text{C}/100\text{ m}$ w lipcu.

Istotne znaczenie praktyczne mają gradienty horyzontalne na poziomie rzeczywistym, wyznaczone na podstawie funkcji aproksymujących $T = f(\varphi, \lambda)$ – bez wysokości nad poziomem morza. Wektory Γ_0 wskazują kierunki wzrostu temperatury powietrza na obszarze Europy. Można je wykorzystać w prognozach geograficznego rozkładu temperatury powietrza w Europie.

Różnice między zmierzonymi wartościami temperatury powietrza i obliczonymi z wielomianów regresji czwartego stopnia (reszty $\varepsilon_i = T_i - f(\varphi_i, \lambda_i)$) potraktowano jako miary deformacji lokalnej pola przez czynniki naturalne (szczyty górskie, doliny, zbiorniki wodne) i antropogeniczne (duże miasta). Ekstremalne wartości różnic ε_i ($\varepsilon_i < 0$ lub $\varepsilon_i > 0$) wskazują miejsca na obszarze Europy w których najsilniej oddziałują czynniki lokalne na pole temperatury powietrza. Są one największe (pod względem wartości bezwzględnej) w zimie. Wtedy przy małej insolacji (zanikającej strefowości) pole temperatury powietrza najbardziej zależy od wklęsłych i wypukłych form terenu, nachylenia zboczy. Wartości izarytm $\varepsilon_i = \text{const}$ w zimie zmieniają się od $\varepsilon_i = -2,5^\circ\text{C}$ w górach do $\varepsilon_i = 1,5^\circ\text{C}$ na nizinach północnej Europy. Pole temperatury powietrza jest deformowane również przez duże miasta ze względu na tzw. miejską wyspę ciepła. Wynika to głównie z dodatkowej akumulacji ciepła w dzień przez zabudowę (zwiększoną powierzchnię czynną). Duże miasta położone na nizinach cechują się na ogół dodatnimi resztami wielomianowymi ($\varepsilon_i > 0$).

Należy podkreślić, że wprowadzenie trójwymiarowych modeli (oprócz szerokości i długości geograficznej oraz wysokości n.p.m.) ma ogromne znaczenie metodyczne. Wielomiany regresji czwartego stopnia $T = f(\Phi, \Lambda)$ względem tylko dwóch współrzędnych geograficznych Φ, Λ wyjaśniają zaledwie 50–60% wariacji temperatury powietrza w Europie. Natomiast wielomiany regresji czwartego stopnia względem trzech współrzędnych położenia $T = f(\Phi, \Lambda, H)$

wyjaśniają prawie 98% wariacji temperatury powietrza. Tylko 2% zmienności temperatury powietrza na obszarze Europy jest nieokreślona za pomocą modeli.

GRADIENTY HORYZONTALNE I HIPSOMETRYCZNE PÓL ZMIENNYCH KLIMATOLOGICZNYCH W EUROPIE

Postępem badań w zakresie zmienności przestrzennej klimatu Europy stanowią równania hiperpłaszczyzn regresji oraz profile: południkowe $f(\varphi)$, równoleżnikowe $f(\lambda)$ i hipsometryczne $f(H)$, określone wielomianami regresji 2-go stopnia zmiennych: usłonecznienie rzeczywiste (U), temperatura powietrza (T), opad atmosferyczny (P), ciśnienie atmosferyczne (p) i prędkość wiatru (v). Aproksymują one średnie pola tych zmiennych meteorologicznych w latach 1961–1990 na obszarze o współrzędnych: $35,1^\circ \leq \varphi \leq 69,0^\circ$, $-18,8^\circ \leq \lambda \leq 59,8^\circ$, $0 \leq H \leq 37$ hm, zmierzonych w punktach o liczebności n: $U - 325$, $T - 350$, $P - 372$, $p - 306$, $v - 135$.

Przestrzenne zróżnicowanie klimatu Europy wynika głównie ze zmian szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza (Stopa-Boryczka, Boryczka i in. 1990, 1994; Witwicki 1980; Word Survey of Climatology 1970, vol. 5, 1977, vol.6).

Strefowość elementów klimatologicznych jest zdeterminowana przez szerokość geograficzną (dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi). Warunkuje ona intensywność pionowej i poziomej wymiany ciepła i pary wodnej, której efektem jest spadek temperatury i zawartości pary wodnej ze wzrostem szerokości geograficznej. Intensywność składowej pionowej wymiany ciepła i pary wodnej jest większa w porze letniej niż zimowej. Sprawia to, iż zależność elementów klimatologicznych od szerokości geograficznej jest większa w miesiącach półrocza letniego niż chłodnego. Kontrastowości strefowej klimatu w Europie sprzyja dodatkowo cyrkulacja południkowa. Masy powietrza napływające z wyższych szerokości geograficznych są zawsze chłodniejsze, a z niższych cieplejsze od podłoża. Prowadzi to do większych wartości gradientów temperatury powietrza w stosunku do przeciętnych w strefie umiarkowanej.

Przestrzenny rozkład poszczególnych elementów klimatologicznych (y) w Europie dobrze określają równania regresji liniowej $y = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3H$, gdzie: φ – szerokość geograficzna, λ – długość geograficzna, H – wysokość nad poziomem morza (tab. 1).

O dobrej aproksymacji pól zmiennych klimatologicznych w Europie świadczą duże wartości współczynnika korelacji wielokrotnej R . Najdokładniej są określone pola: usłonecznienia (zima – $R = 0,87$, lato – $R = 0,69$, rok – $R = 0,45$), temperatury powietrza (zima – $R = 0,94$, lato – $R = 0,93$, rok – $R = 0,95$)

Tab. 1. Równania hiperpłaszczyzn regresji elementów meteorologicznych (y) względem szerokości geograficznej (φ), długości (λ) i wysokości nad poziomem morza H (hm) w Europie (1961–1990)

Table 1. The equation of the regression hyperplane of meteorological variables (y) related to geographical (φ) and longitude (λ) and elevation above sea level H (hm) in Europe (1961–1990)

	Zmienne	$y = a_1 \varphi + a_2 \lambda + a_3 H$	R
Zima	Usłonecznienie	$U = -12,2561 \varphi - 0,1093 \lambda + 2,2342 H + 831,2$	0,874
	Temperatura	$T = -0,6685 \varphi - 0,1852 \lambda - 0,5189 H + 38,00$	0,937
	Opady	$P = -2,2743 \varphi - 2,4075 \lambda + 3,0747 H + 338,8$	0,445
	Ciśnienie	$p = -0,2864 \varphi + 0,0718 \lambda - 0,0299 H + 1029,8$	0,695
	Prędkość wiatru	$v = 0,0508 \varphi - 0,0443 \lambda + 0,1749 H + 1,890$	0,561
Lato	Usłonecznienie	$U = -12,2789 \varphi + 3,4642 \lambda - 7,4833 H + 1329,9$	0,691
	Temperatura	$T = -0,5231 \varphi + 0,0865 \lambda - 0,4957 H + 0,930$	0,930
	Opady	$P = 8,1871 \varphi - 1,2191 \lambda + 9,9203 H - 234,8$	0,666
	Ciśnienie	$p = 0,0346 \varphi - 0,1276 \lambda - 0,4766 H + 1015,3$	0,793
	Prędkość wiatru	$v = 0,0218 \varphi - 0,0125 \lambda + 0,1174 H + 2,328$	0,417
Rok	Usłonecznienie	$U = -37,7621 \varphi + 3,6835 \lambda + 76,0562 H + 3617,6$	0,448
	Temperatura	$T = -0,5941 \varphi - 0,0421 \lambda - 0,4998 H + 40,5$	0,953
	Opady	$P = 7,2106 \varphi + 7,6824 \lambda + 24,0492 H + 429,9$	0,503
	Ciśnienie	$p = -0,1381 \varphi - 0,0061 \lambda - 0,2653 H + 1022,8$	0,453
	Prędkość wiatru	$v = 0,0436 \varphi - 0,0282 \lambda + 0,1460 H + 1,772$	0,531

i ciśnienia atmosferycznego (zima – $R = 0,70$ lato – $R = 0,79$, rok – $R = 0,45$). Równania opisujące przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych w Europie cechują się współczynnikami korelacji R : zima – 0,45, lato – 0,67, rok – 0,50. Równania opisujące pole prędkości wiatru w Europie cechują się najmniejszymi współczynnikami korelacji R (zima – 0,56, lato – 0,42, rok – 0,53).

Istnieje ogólna prawidłowość, że **gradienty południkowe** w Europie (spadki $-\partial y/\partial \varphi = -a_1$) usłonecznienia i temperatury powietrza są dodatnie w ciągu całego roku, a prędkości wiatru – ujemne. Natomiast gradienty (spadki) sum opadów i ciśnienia atmosferycznego zmieniają znak w ciągu roku z dodatniego zimą na ujemny latem. Usłonecznienie i temperatura powietrza maleje ku północy: w zimie o 12,3 godz. 0,67 °C/1°φ, w lecie odpowiednio – o 12,3 godz. i 0,52°C/1°φ. Opady atmosferyczne maleją ku północy w zimie o 2,3 mm/1°φ a rosną w lecie o 8,2 mm/1°φ. Ciśnienie atmosferyczne w Europie (zredukowane do poziomu morza) w zimie maleje ku północy o 0,3 hPa/1°φ, a w lecie prawie nie zmienia. się. Niezależnie od pory roku, średni gradient południkowy prędkości wiatru jest zbliżony do zera.

Miarą **oceanizmu** (kontynentalizmu) klimatu Europy jest gradient równoleżnikowy (spadek $-\partial y/\partial \lambda = -a_2$). Długość geograficzna Europy określa odległość od Oceanu Atlantyckiego i Azji, gdzie znajdują się główne ośrodki niskiego

i wysokiego ciśnienia. Na klimat Europy największy wpływ mają: Niż Islandzki i Wyż Azorski utrzymujące się w ciągu całego roku oraz azjatycki ośrodek wysokiego ciśnienia (z centrum nad południową Syberią) występujący zimą. Te ośrodki aktywności atmosferycznej wywierają zasadniczy wpływ na zróżnicowanie klimatu wzdłuż równoleżników. Ruchom mas powietrza oceanicznego z zachodu na wschód i kontynentalnego ze wschodu na zachód poprzez obszar Europy sprzyja pionowe ukształtowanie powierzchni. Wzniesienia znajdujące się na w północnej części Europy i wyżyny – w południowej stanowią zbyt małą przeszkodę dla równoleżnikowej cyrkulacji mas powietrza. Pasma górskie leżące na południu Europy są przeszkodą dla mas powietrza pochodzącego z niższych szerokości geograficznych. Nie stanowią one jednak przeszkody dla mas powietrza napływających z wyższych szerokości geograficznych nad obszar Europy. To specyficzne położenie Europy względem głównych, najaktywniejszych ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia na półkuli północnej jest przyczyną dużej zmienności układów barycznych i towarzyszących im mas powietrza. W rezultacie prowadzi do znacznej deformacji elementów klimatologicznych nad obszarem Europy.

Najistotniejszą cechą **gradientów równoleżnikowych** usłonecznienia i temperatury powietrza (spadków $-\partial y/\partial \lambda = -a_2$) w Europie jest zmiana znaku w ciągu roku z dodatniego zimą na ujemny latem. Świadczy to o przewadze cech oceanicznych na zachodzie, a kontynentalnych na wschodzie Europy. Tak więc usłonecznienie w zimie maleje ku wschodowi o $0,11 \text{ godz}/1^\circ\lambda$, a w lecie wzrasta o $3,46 \text{ godz.}/1^\circ\lambda$. Temperatura powietrza zaś w miesiącach zimowych spada ku wschodowi o $0,19^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$, a w letnich wzrasta o $0,09^\circ\text{C}/1^\circ\lambda$. Opady atmosferyczne w zimie bardziej maleją ku wschodowi ($a_2 = -2,4 \text{ mm}/1^\circ\lambda$) niż w lecie ($a_2 = -1,2 \text{ mm}/1^\circ\lambda$). Natomiast ciśnienie atmosferyczne (zredukowane do poziomu morza) w zimie wzrasta ze wzrostem długości geograficznej o $0,07 \text{ hPa}/1^\circ\lambda$, a w lecie zmniejsza się o $0,13 \text{ hPa}/1^\circ\lambda$. Prędkość wiatru zarówno w zimie jak też w lecie nieco maleje w kierunku wschodnim. Wpływ długości geograficznej na elementy klimatologiczne najbardziej uwidacznia się w zimie, zwłaszcza w przypadku temperatury powietrza. Jak wiadomo w okresie tym osiągają szczyt aktywności najbliższe układy baryczne (Niż Islandzki i Wyż Azjatycki), pod działaniem których znajduje się Europa.

Pola elementów klimatologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni – zależą od wysokości nad poziomem morza. Miarą tej deformacji są **gradienty hipsometryczne** (spadki $-\partial y/\partial H = -a_3$). Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza obserwuje się w ciągu całego roku spadek temperatury powietrza (zima – o $0,52^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, lato – o $0,50^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) i ciśnienia atmosferycznego (zima – o $0,03 \text{ hPa}/100 \text{ m}$, lato – o $0,48 \text{ hPa}/100 \text{ m}$). Natomiast sumy opadów atmosferycznych i prędkość wiatru w ciągu całego roku są większe na wyższych wysokościach (opady: zima – $a_3 = 3,07 \text{ mm}/100 \text{ m}$, lato

– $a_3 = 9,92$ mm/100 m, prędkość wiatru: zima – $a_3 = 0,17$ ms⁻¹ /100 m, lato – $a_3 = 0,12$ ms⁻¹/100 m). Gradient hipsometryczny usłonecznienia zmienia znak w ciągu roku z dodatniego zimą – $a_3 = 2,23$ godz./100 m na ujemny latem – $a_3 = -7,48$ godz./100 m. Wynika to z kompleksowego oddziaływania pasm górskich czy też ciągów wzniesień na otaczającą atmosferę poprzez zwiększoną powierzchnię czynną. Pionowa wymiana ciepła między powierzchnią Ziemi i atmosferą jest intensywniejsza na obszarach o urozmaiconej rzeźbie w porównaniu z obszarami nizinnymi. Oddziaływanie rzeźby terenu na stan atmosfery wytwarza specyficzny typ klimatu górskiego czy też wyżynnego. W rezultacie w Europie obserwuje się znaczny spadek temperatury powietrza ze wzrostem wysokości nad poziomem morza – średnio o 0,5°C /100 m. Należy zauważyć, iż gradient hipsometryczny temperatury powietrza (średni na obszarze Europy) jest w lecie zbliżony do pionowego gradientu w swobodnej atmosferze – gradientu wilgotno- adiabatyicznego ($\Gamma_w = 0,6^\circ\text{C}/100$ m).

Z wyznaczonych równań wynika, że zmiany w kierunku pionowym są prawie tysiąc razy większe niż poziome – wzdłuż południków. Najlepiej uwidacznia się to w przypadku temperatury powietrza, która maleje ku północy Europy o 0,67°C na 100 km – w miesiącach zimowych i o 0,52°C – w letnich. Natomiast jej pionowy spadek wynosi odpowiednio 0,52 i 0,50°C na 100 m.

PROFILE POŁUDNIKOWE, RÓWNOLEŻNIKOWE I HIPSONOMETRYCZNE ZMIENNYCH KLIMATOLOGICZNYCH W EUROPIE

Ogólne cechy pól zmiennych klimatologicznych w Europie opisują profile: południkowy – $y(\varphi)$, równoleżnikowy – $y(\lambda)$ i hipsometryczny $y(H)$, określone wielomianami regresji 2 stopnia względem szerokości geograficznej φ i długości λ , wyrażonych w „°” oraz wysokości nad poziomem morza – w hm:

$$\text{profil południkowy} - y = a_0 + a_1\varphi + a_2\varphi^2$$

$$\text{profil równoleżnikowy} - y = a_0 + a_1\lambda + a_2\lambda^2$$

$$\text{profil hipsometryczny} - y = a_0 + a_1H + a_2H^2$$

Wielomiany regresji 2 stopnia i wykresy (parabole regresji) badanych zmiennych klimatologicznych: usłonecznienia, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, ciśnienia atmosferycznego (na poziomie morza) i prędkości wiatru w porach roku (zima, lato) przedstawiono na rysunkach 1–5 i w tabeli 2. Profile te opisują średnie pola zmiennych klimatologicznych w zimie i lecie. Oceną dokładności aproksymacji są współczynniki determinacji R^2 .

Profile południkowe $35,1^\circ \leq \varphi \leq 69,0^\circ$ zmiennych klimatologicznych $y(\varphi)$ wskazują ich średnią zmienność wzdłuż południków z południa na północ. Zmiany południkowe spełniają w ciągu całego roku w przybliżeniu zasadę stre-

Tab. 2. Zakres zmian (zima-lato) zmiennych klimatologicznych w Europie na profilach: południe-północ, zachód-wschód oraz pionowym**Table 2.** Meridional, latitudinal and hypsometric changes of climatological variables in Europe (winter-summer)

			Usłonecznienie	Temperatura	Opady	Ciśnienie	Prędkość wiatru
Zima	ϕ	35,1°	470,25	7,72	222,61	1019,03	3,45
		69,0°	83,16	-12,26	124,25	1008,31	4,46
	λ	-18,1°	378,90	8,93	316,28	1017,72	4,88
		69,8°	267,70	-9,22	120,85	1019,63	3,48
	H	0	212,60	0,35	197,50	1016,00	4,01
		37,0 hm	333,92	-17,60	830,35	995,76	17,18
Lato	ϕ	35,1°	1047,89	26,20	-11,74	1008,88	4,04
		69,0°	779,58	12,40	121,62	1012,02	4,04
	λ	-18,1°	710,90	16,58	111,07	1018,65	3,49
		59,8°	912,53	20,08	63,93	1007,67	3,41
	H	0	780,80	18,35	167,30	1013,00	3,25
		37,0 hm	346,53	-14,28	970,64	942,92	7,62

fowości klimatu Ziemi „spadek usłonecznienia i temperatury powietrza ze wzrostem szerokości geograficznej φ ”.

Wielomiany regresji 2 stopnia $y(\varphi)$:

$$\text{Zima } U = 0,371 \varphi^2 - 50,06 \varphi + 1771$$

$$\text{Lato } U = 0,732 \varphi^2 - 84,13 \varphi + 3100$$

$$\text{Zima } T = -0,0011\varphi^2 - 0,476 \varphi + 25,8$$

$$\text{Lato } T = 0,0100 \varphi^2 - 1,436 \varphi + 64,31$$

opisujące spadek usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie ze wzrostem szerokości geograficznej cechują się dużymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,901$, $R = 0,622$, $T - R = 0,703$, $R = 0,780$). Usłonecznienie (rys. 1) zmienia się: zimą od 470 godz. na południu Europy do 83 godz. na północy, a latem od 1048 godz. do 780 godz. Minimum usłonecznienia $U_{\min} = 82,3$ godz. w zimie występuje na równoleżniku $\varphi_{\min} = 67,5^\circ$, a $U_{\min} = 682,7$ godz. w lecie – w szerokości $\varphi_{\min} = 69,0^\circ$. Temperatura powietrza na obszarze Europy (rys.2) maleje zimą od $7,7^\circ\text{C}$ do $-12,3^\circ\text{C}$, a latem od ponad $26,2^\circ\text{C}$ do $12,4^\circ\text{C}$. Minimum paraboli występuje poza badanym obszarem Europy, w lecie $T_{\min} = 12,8^\circ\text{C}$ na równoleżniku $\varphi_{\min} = 71,8^\circ$. Opady atmosferyczne w zimie maleją ku północy Europy od 222,6 do 124,3 mm. Maksimum paraboli $P_{\max} = 236,5$ mm opisującej południkową zmienność sum letnich opadów przypada na równoleżnik $\varphi_{\max} = 55,3^\circ$. Pole ciśnienia charakteryzuje się maksimami: zima – $p_{\max} = 1019,6$ hPa,

$\varphi_{\max} = 41,5^\circ$, lato $p_{\max} = 1017,1$ hPa, $\varphi_{\max} = 54,1^\circ$. Prędkość wiatru w zimie zmienia się ku północy od 3,5 do 4,6 m/s, z minimum $v_{\min} = 3,1$ m/s w szerokości $\varphi_{\min} = 41,5^\circ$.

Profile równoleżnikowe $-18,8^\circ \leq \lambda \leq 59,8^\circ$ zmiennych klimatologicznych $y(\lambda)$ w Europie charakteryzują ich średnią zmienność z zachodu na wschód. Wskazują one, że pola $y(\varphi, \lambda, H)$ w Europie są deformowane oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego – głównie w miesiącach zimowych.

Wielomiany regresji 2 stopnia $y(\lambda)$:

$$\text{Zima } U = 0,071 \lambda^2 - 4,391 \lambda + 276,3$$

$$\text{Lato } U = 0,022 \lambda^2 + 1,670 \lambda + 733,9$$

$$\text{Zima } T = 0,000 \lambda^2 - 0,233 \lambda + 4,715$$

$$\text{Lato } T = 0,000 \lambda^2 + 0,045 \lambda + 17,39$$

opisujące zmiany usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie ze wzrostem długości geograficznej cechują się znacznie mniejszymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,266$, $R = 0,324$, $T - R = 0,531$, $R = 0,290$).

Usłonecznienie w zimie maleje w kierunku wschodnim od 378 godz., a po osiągnięciu minimum 208 godz. na południku $\lambda = 30,9^\circ$ – wzrasta. Temperatura powietrza prawie liniowo zmienia się z zachodu na wschód: w zimie spada od 8,9 do $-9,2^\circ\text{C}$, a w lecie wzrasta od 16,6 do $20,1^\circ\text{C}$. W zimie maleją w kierunku wschodnim sumy opadów atmosferycznych od 316,3 do 120,9 mm oraz prędkość wiatru od 4,9 do 3,5 m/s. Zimowe sumy opadów, określone wielomianem regresji 2 stopnia (o współczynniku korelacji $R = 0,389$) maleją na wschód od 316,3 do 120,9 mm (rys. 3):

$$P = 0,026 \lambda^2 - 3,59 \lambda + 242,8$$

Profile hipsometryczne zmiennych klimatologicznych $y(H)$ w Europie charakteryzują ich średnią pionową zmienność w przedziale $0 \leq H \leq 37$ hm.

Wielomiany regresji 2 stopnia $y(H)$:

$$\text{Zima } U = -0,253H^2 + 12,64H + 212,6$$

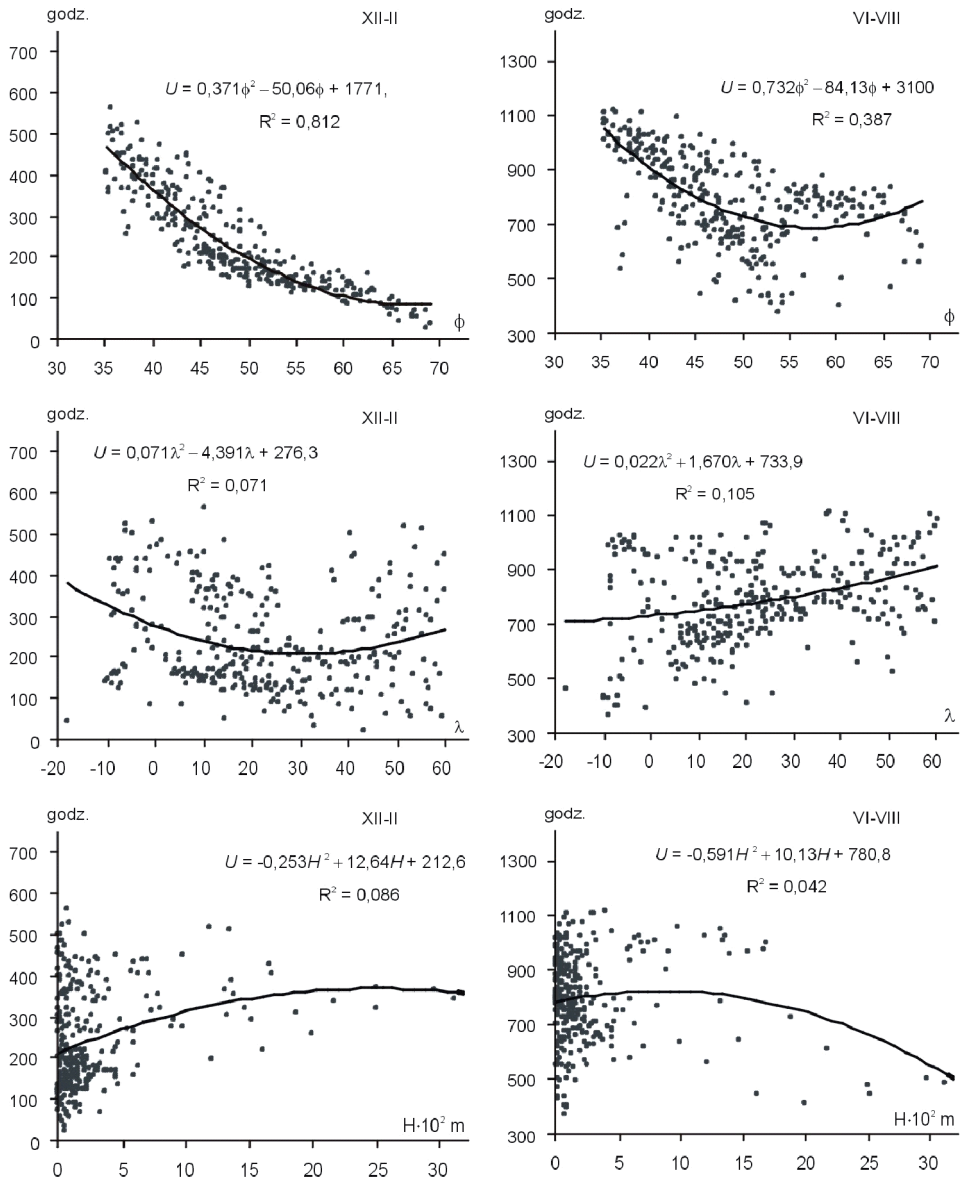
$$\text{Lato } U = -0,591H^2 + 10,13H + 780,8$$

$$\text{Zima } T = -0,016H^2 + 0,107H + 0,345$$

$$\text{Lato } T = -0,041H^2 + 0,635H + 18,35$$

opisujące zależność usłonecznienia (U) i temperatury powietrza (T) w Europie od wysokości nad poziomem morza (hm) cechują się znacznie mniejszymi współczynnikami korelacji wielokrotnej ($U - R = 0,293$, $R = 0,205$, $T - R = 0,173$, $R = 0,385$). Usłonecznienie w zimie wzrasta od 212,6 do 333,9 godz. – z maksimum $U_{\max} = 370,5$ godz. na wysokości $H_{\max} = 2500$ m, a w lecie – maleje od 780,8 do 46,5 godz. – z maksimum $U_{\max} = 824,2$ godz. na poziomie 857 m.

Temperatura powietrza w zasadzie maleje ze wzrostem wysokości nad poziomem morza: w zimie od $0,35^\circ\text{C}$ do $-17,0^\circ\text{C}$ – z maksimum $T_{\max} = 0,52^\circ\text{C}$ na poziomie $H_{\max} = 334$ m, a w lecie – maleje od 18,35 do $-14,28^\circ\text{C}$, z niewielkim

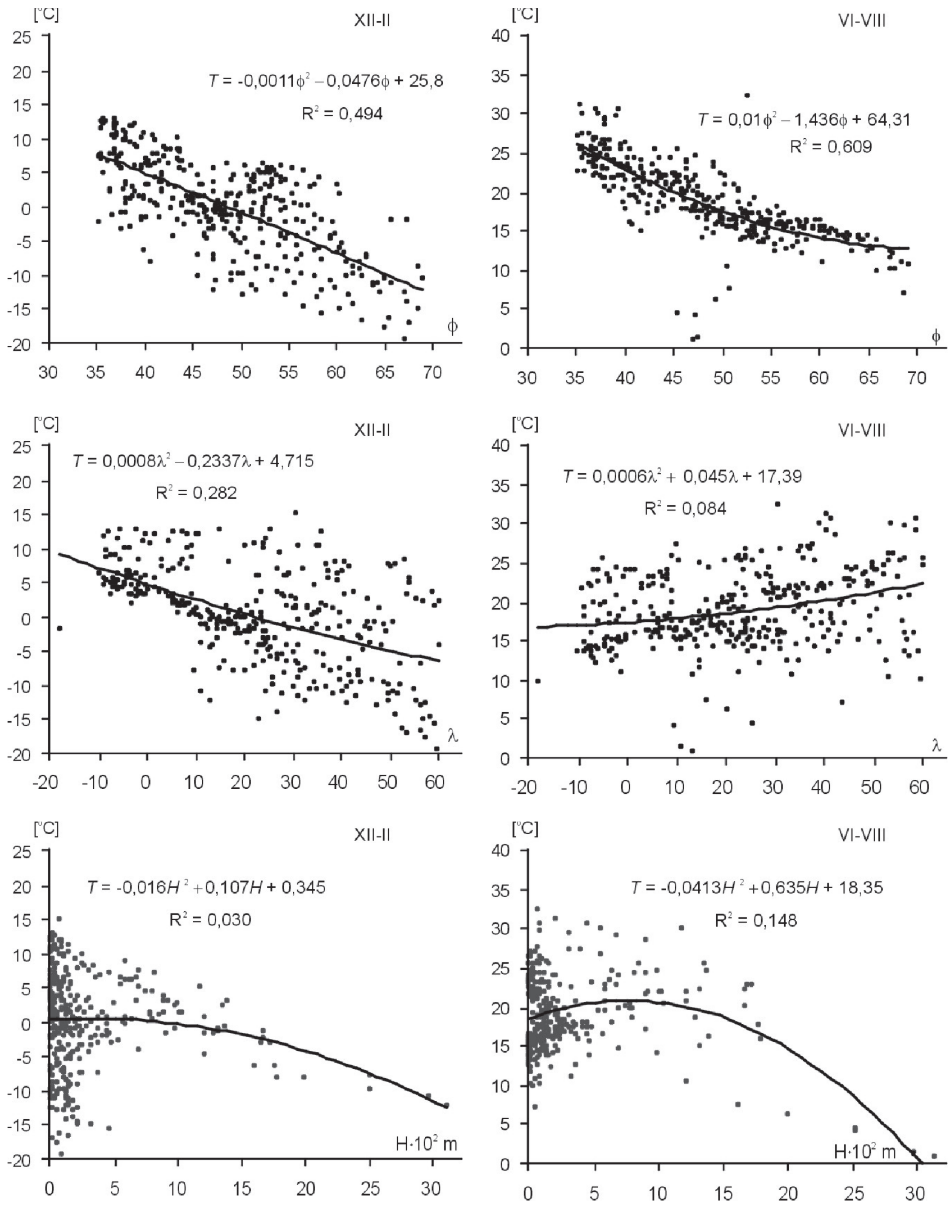


Rys. 1. Zależność usłonecznienia w Europie od: szerokości geograficznej ϕ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H .

XII-II – zima, VI-VIII – lato.

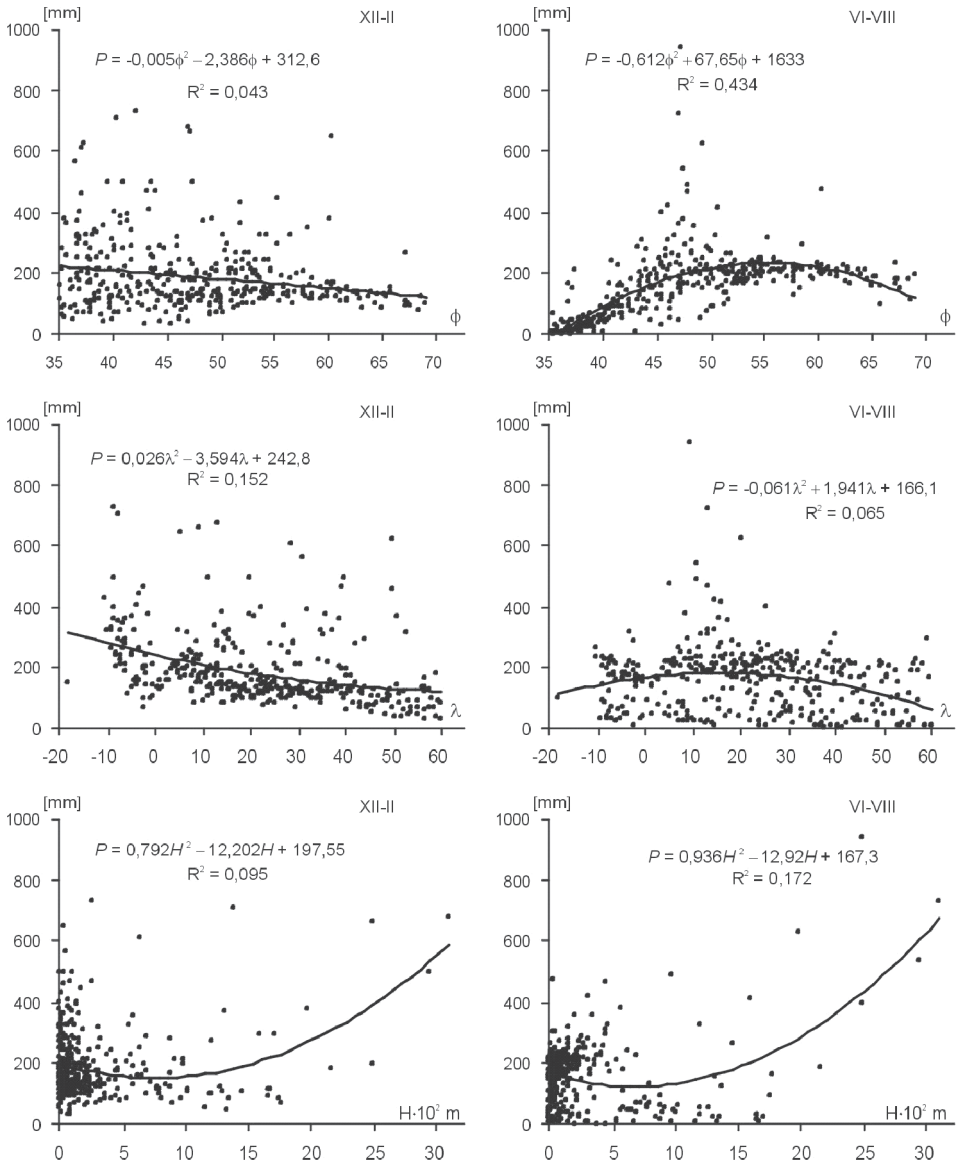
Fig. 1. Dependence of real sunshine in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H

XII-II – Winter, VI-VIII – Summer.



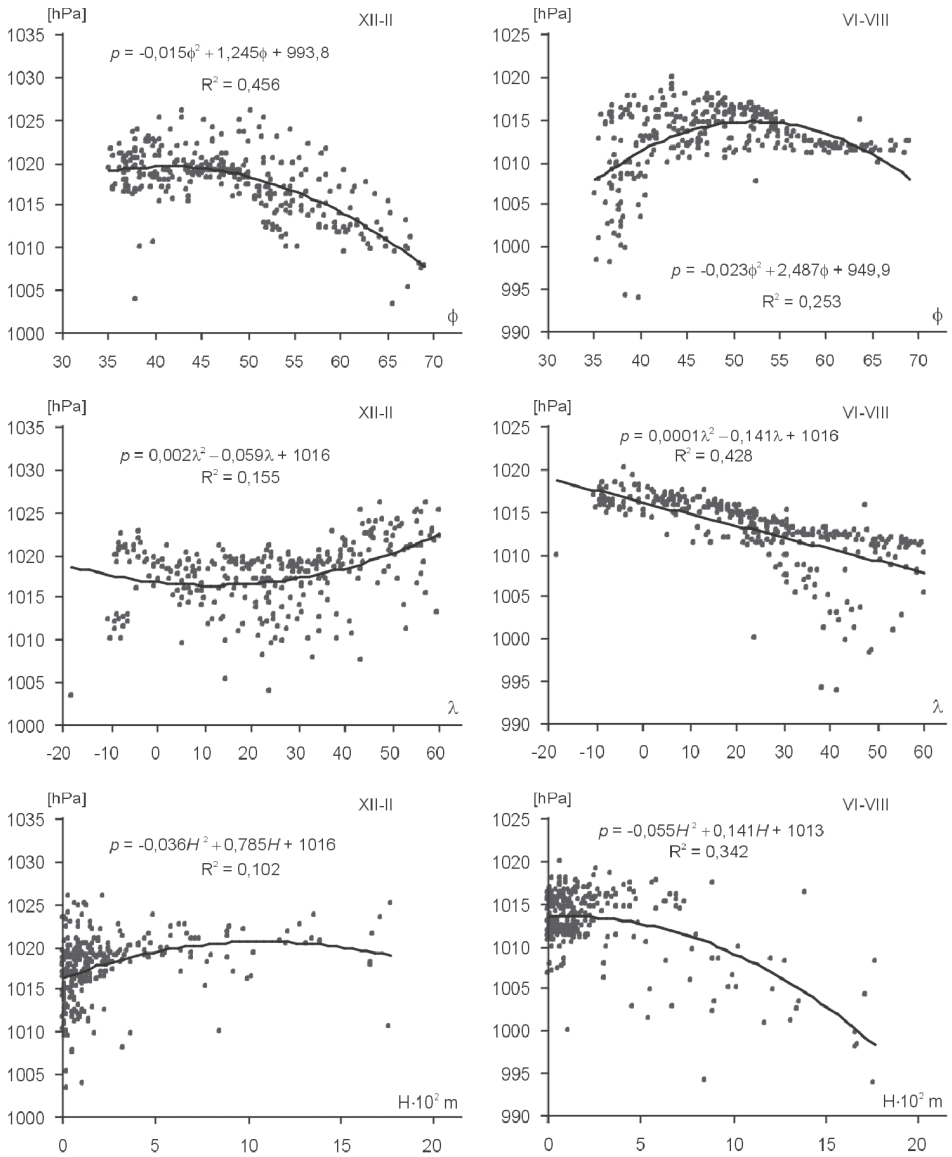
Rys. 2. Zależność temperatury powietrza w Europie od: szerokości geograficznej ϕ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H
 XII-II – zima, VI-VIII – lato.

Fig. 2. Dependence of air temperature in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H
 XII-II – Winter, VI-VIII – Summer.



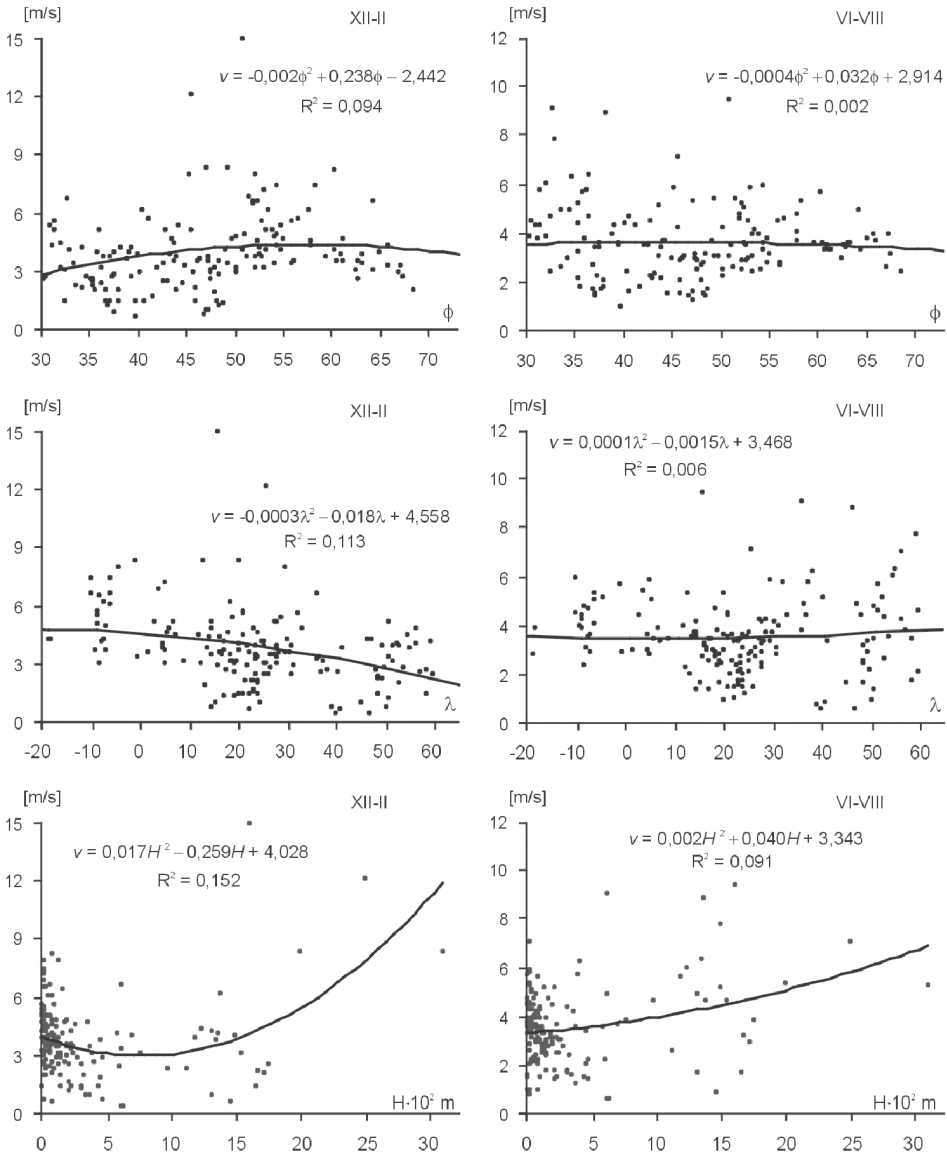
Rys. 3. Zależność opadów atmosferycznych w Europie od: szerokości geograficznej ϕ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H
XII-II – zima, VI-VIII – lato.

Fig. 3. Dependence of atmospheric precipitation in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H .
XII-II – Winter, VI-VIII – Summer.



Rys. 4. Zależność ciśnienia atmosferycznego w Europie od: szerokości geograficznej ϕ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H
 XII-II – zima, VI-VIII – lato.

Fig. 4. Dependence of atmospheric pressure in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H
 XII-II – Winter, VI-VIII – Summer.



Rys. 5. Zależność prędkości wiatru w Europie od: szerokości geograficznej ϕ , długości λ i wysokości nad poziomem morza H
 XII-II – zima, VI-VIII – lato.

Fig. 5. Dependence of wind velocity in Europe from latitude ϕ , longitude λ and altitude above sea level H

XII-II – Winter, VI-VIII – Summer.

maksimum $T_{\max} = 20,8^{\circ}\text{C}$ na poziomie 774 m. Profile hipsometryczne zimowych i letnich sum opadów atmosferycznych są określone wielomianami regresji 2 stopnia (o współczynnikach korelacji $R = 0,306$, $R = 0,415$)

$$\text{Zima } P = 0,792 H^2 - 12,20 H + 197,5$$

$$\text{Lato } P = 0,936 H^2 - 12,92 H + 167,3$$

Opady atmosferyczne w Europie w zasadzie wzrastają ze wzrostem wysokości nad poziomem morza: w zimie od 197,5 do 830,4 mm – z $P_{\min} = 150,5$ mm na wysokości $H_{\min} = 770$ m, a w lecie od 167,3 do 970,6 mm – z $P_{\min} = 122,7$ mm na poziomie $H_{\min} = 690$ m. Zależność prędkości wiatru od wysokości H wyrażają równania parabol regresji:

$$\text{Zima } v = 0,015H^2 - 0,199H + 4,011$$

$$\text{Lato } v = 0,002H^2 + 0,041H + 3,343$$

Prędkość wiatru w Europie ogólnie wzrasta ze wzrostem wysokości: zimie od 4,0 do 17,2 m/s – z minimum $v_{\min} = 3,35$ m/s na poziomie $H_{\min} = 1090$ m, a w lecie od 3,25 do 7,62 m/s – z minimum $v_{\min} = 3,98$ m/s na wysokości $H_{\min} = 128$ m

CECHY KLIMATU POLSKI W ODNIESIENIU DO RÓWNOLEŻNIKA $\Phi = 52^{\circ}\text{N}$

Istotne znaczenie poznawcze ma porównanie średnich obszarowych wartości elementów klimatu w Polsce (środek: $\varphi_{\text{sr}} = 52^{\circ}\text{N}$, $\lambda_{\text{sr}} = 20^{\circ}\text{E}$, znajdującego się w pobliżu Warszawy) ze średnimi na równoleżniku tj. części lądowej, morskiej i euroazjatyckiej (tab. 3, wg Śmiałkowskiego 1991).

Usłonecznienie rzeczywiste w styczniu w Polsce wynosi $U = 50$ godzin. Jest ono bardziej zbliżone do średniego $U = 40$ na oceanach niż lądach $U = 70$ i mniejsze o 10 godzin od średniego na całym równoleżniku ($\varphi = 52^{\circ}\text{N}$). W lipcu suma godzin ze Słońcem w Polsce $U = 230$ godzin jest zbliżona do usłonecznienia na lądach i Eurazji – odpowiednio 255 i 260. Jest ona większa niż na oceanach $U = 48$ godzin i przewyższa znacznie średnią równoleżnika $U = 186$ godzin). Sumy roczne usłonecznienia rzeczywistego $U = 1900$ godzin, które w Polsce są nieco większe niż na lądach $U = 1875$ godzin i nieznacznie mniejsze niż w Eurazji – 1962 godziny.

Promieniowanie całkowite w grudniu $I_c = 6$ kJ/cm² na obszarze Polski jest o 1 kJ/cm² mniejsze niż średnie na równoleżniku (lądy i Eurazja), a o 1 kJ/cm² większe niż na oceanach. W czerwcu suma promieniowania całkowitego wynosi w Polsce $I_c = 62$ kJ/cm². Jest ono większe od średniego na oceanach $I_c = 34$, na całym równoleżniku $I_c = 51$ oraz lądach i Eurazji $I_c = 59$ kJ/cm². Suma roczna promieniowania całkowitego w Polsce $I_c = 416$ kJ/cm² jest większa od średniej na całym

Tab. 3. Średnie wartości elementów meteorologicznych na równoleżniku $\varphi = 52^\circ\text{N}$
Table 3. Average values of meteorological variables on longitudinal $\varphi = 52^\circ\text{N}$

Elementy Klimatu	miesiące	Polska ($\lambda_{sr} = 20^\circ\text{E}$)	Eurazja	Lądy	Oceany	Cały równoleżnik
Usłonecznienie (godz.)	Styczeń	50	71	70	40	60
	Lipiec	230	260	255	48	168
	Rok	1900	1962	1875	1117	1622
Promieniowanie całkowite (kJ/cm ²)	Grudzień	6	7	7	5	7
	Czerwiec	62	59	59	34	51
	Rok	416	433	424	279	374
Temperatura powietrza (°C)	Styczeń	-3,0	-13,7	-15,2	2,1	-8,9
	Lipiec	19,0	17,1	16,6	11,5	14,7
Amplituda roczna (°C)		22,0	33,2	32,8	13,3	26,3
Wilgotność względna (%)	Styczeń	81	78	78	81	79
	Lipiec	73	66	66	88	74
Zachmurzenie (%)	Styczeń	75	60	57	66	60
	Lipiec	53	59	58	70	62
Opad atmosferyczny (mm)	Styczeń	25	33	25	27	26
	Lipiec	85	79	81	31	63
	Rok	500	516	546	1346	830
Ciśnienie atmosferyczne (hPa)	Styczeń	1014	1023	1020	1004	1015
	Lipiec	1013	1009	1010	1016	1012

równoleżniku $I_c = 374 \text{ kJ/cm}^2$. Promieniowanie I_{c_j} jest zbliżone do średnich wartości w Eurazji $I_c = 433$ i lądach $I_c = 424 \text{ kJ/cm}^2$.

Temperatura powietrza w styczniu w Polsce $T = -3,0^\circ\text{C}$ jest wyższa od średniej na równoleżniku $T = -8,9^\circ\text{C}$ i średniej na lądach i Eurazji – odpowiednio $T = -15,2$ i $T = -13,7^\circ\text{C}$, a niższa od średniej oceanów $T = +2,1^\circ\text{C}$. Natomiast średnia lipca w Polsce $T = 19^\circ\text{C}$ przewyższa średnie z obszarów oceanów $T = 11,5$, całego równoleżnika $T = 14,7$, lądów $T = 16,6$ i Eurazji $T = 17,1^\circ\text{C}$.

Amplituda roczna temperatury powietrza równa 22°C w Polsce jest mała w porównaniu z całym równoleżnikiem $26,3^\circ\text{C}$ – lądami $32,8^\circ\text{C}$ i Eurazją $33,2^\circ\text{C}$ a przewyższa średnią z oceanów $11,5^\circ\text{C}$.

Wilgotność względna powietrza $f = 81\%$ w styczniu w Polsce jest większa od średniej z całego równoleżnika $f = 79\%$ i z lądów i Eurazji $f = 78\%$. W Polsce w lipcu wynosi ona $f = 73\%$ i jest zbliżona do średniej z całego równoleżnika $f = 74\%$, a jest większa niż na lądach i w Eurazji $f = 66\%$ i nieco mniejsza od średniej z oceanów $f = 88\%$.

Zachmurzenie w Polsce w styczniu $N = 75\%$ jest duże w odniesieniu do oceanów $N = 66$, całego równoleżnika $N = 60$, Eurazji $N = 60$ i lądów $N = 57\%$. Natomiast zachmurzenie w lipcu $N = 53\%$ jest wartością mniejszą od średniego z oceanów $N = 70$, całego równoleżnika $N = 62$, Eurazji $N = 59$ i lądów $N = 58\%$. Zachmurzenie na terytorium Polski wyróżnia się na tle równoleżnika $\varphi = 52^\circ\text{N}$.

Suma opadów atmosferycznych w Polsce w styczniu wynosi $P = 25$ mm i nie wyróżnia się, w odniesieniu do całego równoleżnika $P = 26$, oceanów $P = 27$, lądów $P = 25$ oraz Eurazji $P = 33$ mm. W lipcu sumy opadów atmosferycznych w Polsce są duże $P = 85$ mm. Są one większe niż na oceanach $P = 31$, na całym równoleżniku $P = 63$, w Eurazji $P = 79$ i na lądach $P = 81$ mm. Sumy roczne opadów atmosferycznych w Polsce $P = 500$ mm są niewielkie w porównaniu z oceanami $P = 1346$, całym równoleżnikiem $P = 830$ mm. Są one zbliżone do średniej na lądach $P = 546$ i w Eurazji $P = 516$ mm.

Ciśnienie atmosferyczne w Polsce o wartościach średnich: $p = 1014$ hPa w styczniu i $p = 1013$ hPa w lipcu jest zbliżone do średniego na całym równoleżniku (odpowiednio $p = 1015$ i $p = 1012$ hPa). W styczniu jest ono wyższe niż średnie nad oceanami $p = 1004$ hPa, a niższe od średnich wartości na lądach $p = 1020$ i w Eurazji $p = 1023$. W lipcu zaś jest przeciwnie, ciśnienie atmosferyczne w Polsce jest niższe niż na oceanach $p = 1016$, a wyższe niż na lądach $p = 1010$ i w Eurazji $p = 1009$ hPa)

Z porównań wynika, że średnie wartości elementów klimatu w Polsce w miesiącach zimowych są zbliżone do wartości mierzonych na stacjach położonych w pobliżu równoleżnika $\varphi = 52^\circ\text{N}$ nad oceanami, a w letnich – nad lądami. Obszar Polski pod względem przebiegu rocznego sum opadów jest podobny do obszarów Azji. Natomiast temperatura powietrza w Polsce jest zimą znacznie niższa niż nad oceanami, a wyższa niż nad lądami. Latem powietrze nad Polską jest cieplejsze niż nad obszarami o klimacie morskim i chłodniejsze niż nad obszarami o klimacie kontynentalnym. Są to cechy charakteryzujące przejściowość klimatu Polski – od klimatu morskiego do kontynentalnego.

Literatura

- Ahmed B. J., 2001. Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku. *Pr. i St. Geogr.*, t. 28.
- Barańska A., 1994. *Klimat Polski na tle klimatu Europy*. Praca mgr., Zakład Klimatologii WgiSR UW.
- Boryczka J. Stopa-Boryczka M. i in., 2005. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. cz. XIX pt. Cechy termiczne klimatu Europy, Wyd. UW, Warszawa.

- Chromow S. P., 1973. *Meteorologia i Klimatologia*. PWN, Warszawa.
- Climatological Normals (CLINO) for Climate and Climate Ship Stations for the Period 1961–1990*. (1991). WMO TP 117.
- Kondracki J., 1994. *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*. PWN, Warszawa
- Lauterburg A., 1990. *Klimaschwankungen in Europe, Rauzeitliche Untersuchungen in der Periode 1841–1960*. Bern.
- Martyn D. 1987. *Klimaty kuli ziemskiej*. PWN, Warszawa.
- Piotrowski A., 2001. *Zmiany roczne pola temperatury powietrza w Kanadzie*. Praca mgr., Zakład Klimatologii WgiSR UW.
- Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. *Prace Wrocł. Tow. Nauk*, ser. B, nr 16.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1974. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. cz. I, , Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1990. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. cz. VI pt. *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce*, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J. i in., 1994. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. cz. VIII pt. *Cechy oceaniczne klimatu Europy*, Wyd. UW, Warszawa.
- Śmiałkowski J., 1991. *Klimat Polski na tle klimatu strefy umiarkowanej Półkuli Północnej*. Praca mgr., Zakład Klimatologii WgiSR UW.
- Van Than N., Stopa-Boryczka M., 1992. Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu. *Miscellanea Geographica*, t.5.
- Witwicki G. N., 1980. *Zonalność klimata Zemli*. Moskwa.
- World Survey of Climatology*. vol.5, 1970. *Climates of Northern and Western Europe*, Amsterdam-London, New York.
- World Survey of Climatology*. vol.6, 1977. *Climates of Northern and Western Europe*, Amsterdam-London, New York.