

ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA TEMPERATURY GLEBY W POLSCE

Edyta Rojek, Bogusław Usowicz

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, ul. Doświadczalna 4, 20-280 Lublin
e-mail: b.usowicz@ipan.lublin.pl

Streszczenie. Celem badań było rozpoznanie i określenie przestrzennej zmienności temperatury w powierzchniowej warstwie gleby na obszarze Polski. Do badań wykorzystano dane pomiarowe wykonane w latach 1961-1975 w 88 stacjach meteorologicznych. Rozpatrywano jednomiesięczne okresy temperatur pochodzące z głębokości 5 cm. Do analiz zastosowano metody statystyczne i geostatystyczne. Rozpoznano zmienność przestrzenną temperatury gleby, wykorzystując empiryczne semiwariogramy oraz dopasowane do nich modele, dla których wyznaczono wartości samorodków, wartości progów wysycenia semiwariancji oraz zakresów przestrzennej zależności. Obliczono również wymiary fraktalne. Następnie, stosując metodę krigingu, na podstawie danych punktowych, wyznaczono powierzchniowe rozkłady temperatury gleby na obszarze Polski. Stwierdzono istotną i silną przestrzenną zależność temperatury gleby. Najlepiej dopasowanym modelem matematycznym semiwariogramu empirycznego była funkcja sferyczna z zakresem od 290 do 880 km. Wartości samorodka, wysycenia, jak i wymiaru fraktalnego rosły w okresie letnim, malały od jesieni do wiosny z najniższymi wartościami na koniec jesieni i początek zimy. Wskazują one, że w okresie wiosenno-letnim zachodzą dodatkowe procesy modyfikujące temperaturę gleby, głównie w wyniku bardziej zróżnicowanych opadów deszczu i większych zawartości frakcji piasku w środkowej części Polski. Semiwariogramy powierzchniowe wskazują na występowanie zmieniającej się w czasie anizotropii w rozkładzie temperatury gleby. Przestrzenne rozkłady temperatury gleby ukazują znaczące jej zróżnicowanie na obszarze Polski z ukierunkowaniem południkowym w okresie jesienno-zimowym i równoleżnikowym w okresie wiosenno-letnim.

Słowa kluczowe: temperatura gleby, zmienność przestrzenna, geostatystyka, anizotropia, wymiar fraktalny, rozkład przestrzenny

WSTĘP

Temperatura gleby, oprócz wilgotności, to jedna z kluczowych zmiennych kontrolujących procesy biologiczne oraz procesy wymiany masy i energii zachodzące na jej powierzchni. Decyduje ona o natężeniu oddychania i przemian biochemicznych, zwłaszcza w okresie wegetacyjnym roślin (Wojkowski i Skowera 2017). Rozkład temperatury w glebie w znacznym stopniu zależy od promieniowania

docierającego ze Słońca do powierzchni gruntu (Michalska i Nidzgorska-Lencewicz 2010), a także od ilość wody pochodzącej z opadów atmosferycznych i roztopów. Gleby suche charakteryzują się słabym przewodnictwem i mniejszą pojemnością cieplną. W efekcie, szybciej się nagrzewają i posiadają wyższe temperatury niż w przypadku gleb wilgotnych. Z kolei gleby wilgotne mają większą pojemność cieplną, przez co gromadzą większe ilości ciepła, które jest szybciej przenoszone do głębszych warstw. W lecie mamy ogrzewanie, a w okresie zimy następuje ochłodzenie głębszych warstw gleby. W wielu badaniach naukowych zwraca się uwagę na związek temperatury gleby z temperaturą powietrza (Ciaranek 2013), dodatkowo modyfikowana przez pokrywę roślinną, topografię terenu i właściwości gleby (Walczak i Usowicz 1994). O ile szata roślinna w ciągu dnia zatrzymuje częściowo promieniowanie słoneczne, nie dopuszczając do silnego nagrzania się powierzchni, o tyle w nocy pochłania część energii, która przemieszcza się z dolnych warstw gleby do jej powierzchni i chroni glebę przed nadmiernym wypromieniowaniem ciepła. Również nagłe pogorszenie się warunków pogodowych spowodowane pojawieniem się opadów, zachmurzenia czy przepływu mas powietrza ma wpływ na dobowy przebieg temperatury gleby (Kossowski 2007). Ważnym czynnikiem wpływającym na temperaturę gleby jest również pokrywa śnieżna (Kędziora 1995), która jest dobrym izolatorem (Wojtkowski i Skowera 2017), chroniąc ją przed wychłodzeniem. Jest to przyczyną tego, że gleba zamarza płycej. Dane temperatury gleby są istotne podczas prognozowania możliwości pojawienia się zjawisk ekstremalnych występujących w przyrodzie głównie wiosną i latem. O ile temperatura w obrębie pola nie różni się przestrzennie znacznie w danym dniu, czy dłuższym okresie czasu, to na obszarze Polski może ona być istotnie różna. Rozpoznanie rozkładów temperatury w powierzchniowej warstwie gleby w Polsce pozwala na określenie warunków termicznych kiełkowania i wschodu roślin uprawnych (Koźmiński 1981), a także na podanie terminów, w których gleby uzyskają odpowiednie temperatury dla siewu i sadzenia roślin. Rozkłady te obrazują również, jak zmienia się temperatura gleby w danym regionie przy tych samych warunkach pogodowych w różnych rodzajach gleb, pokrywie roślinnej i różnej zawartości wody w glebie. Ze względu na kluczową rolę wody w glebie i temperatury w procesach zachodzących na powierzchni Ziemi, ich status przestrzenno-czasowy i trendy powinny być oceniane w różnych skalach (Jakusik i Owczarek 2008, Usowicz i Rejman 2000, Usowicz i Usowicz 2004). Mogą one być wykorzystywane jako skuteczne narzędzie w zarządzaniu strategicznymi zasobami naturalnymi, wpływaniem na klimat i ochronę zasobów wodnych.

Celem badań w niniejszej pracy było rozpoznanie i określenie przestrzennej zmienności temperatury gleby w powierzchniowej warstwie na obszarze Polski w poszczególnych miesiącach roku.

MATERIAŁY I METODY

Metody geostatystyczne

W obserwacjach środowiska glebowego analizujemy głównie temperaturę i wilgotność gleby, które ze swej natury są zależne pomiędzy sobą i zależne przestrzennie. Dane, które uzyskujemy na podstawie pomiarów naziemnych, odnoszą się do niewielkich powierzchni, a raczej do punktów, które podlegają obserwacji. Często stosowane do opisu pola temperatury metody statystyczne już na początku zakładają, że obserwacje są niezależne od siebie. Wiemy, co jest w punktach, w których dokonujemy pomiaru, ale nie mamy informacji o stanie między tymi punktami. W metodach geostatystycznych zakłada się, że w określonym sąsiedztwie dane wielkości, czy cechy środowiska są do siebie podobne. W związku z tym muszą być ze sobą skorelowane. W metodach geostatystycznych podstawę obliczeń stanowi połowa wartości oczekiwanej różnicy wartości badanej cechy w punkcie x i w punkcie oddalonym o wektor h . Wyznaczona tak funkcja z określonymi parametrami nosi nazwę semiwariancji. Przedstawia ona przestrzenne lub czasowe zachowanie badanej zmiennej, zwanej również zmienną „zregionalizowaną”. Empiryczny semiwariogram $\lambda(h)$ dla odległości h , w przypadku temperatury gleby, obliczany jest z równania (Zawadzki 2011):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [T(x_i) - T(x_i + h)]^2 \quad (1)$$

gdzie: $N(h)$ oznacza liczbę porównywanych ze sobą par punktów odległych o h . $T(x_i)$, $T(x_i + h)$ – wartości temperatury gleby w punkcie (x_i) i w punkcie $(x_i + h)$. Wyznaczane są przy tym podstawowe parametry opisujące semiwariogram temperatury gleby, to jest efekt samorodka, próg i zakres.

Wartość semiwariogramu, w którym temperatura gleby wzrasta od wartości większej od zera, nazywana jest efektem samorodka. Wyraża on zmienność temperatury gleby przy skali mniejszej niż wyznaczona odległość pomiędzy stacjami pomiarowymi (może być też spowodowana niską dokładnością pomiaru). Osiągnięta przez funkcję semiwariogramu wartość, przy której nie obserwuje się dalszego wzrostu funkcji (w przybliżeniu równa wariancji próby), nazywana jest progiem. Natomiast przedział odległości od zera do osiągnięcia przez semiwariogram 95% wartości stałej nazywany jest zakresem. Wyraża on największą odległość, przy której mierzone temperatury gleby są ze sobą skorelowane.

Do empirycznie wyznaczonych semiwariogramów dopasowywane są modele matematyczne. W przypadku tej pracy wykorzystano model sferyczny (Zawadzki 2011), ponieważ najlepiej pasował do danych doświadczalnych:

$$\gamma(h) = \begin{cases} c_0 + c \left[1,5 \frac{|h|}{a} - 0,5 \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right] & \text{jeśli } |h| \leq a \\ c_0 + c & h > a \end{cases} \quad (2)$$

gdzie: c_0 – wartość samorodka, c – semiwariancja strukturalna, $c_0 + c$ – wysycenie, a – zakres korelacji, h – odległość pomiędzy porównywanymi punktami.

Przy dopasowaniu modelu do empirycznych danych korzysta się najczęściej z metody najmniejszych kwadratów (Zawadzki 2011). Stosunek $c_0/(c_0 + c)$ stanowi statystyczny środek proporcji semiwariancji samorodka c_0 do wariancji próbki ($c_0 + c$), który wyjaśnia siłę przestrzennej zależności semiwariancji strukturalnej. Wartość tego stosunku przyjmuje wartość 0 dla semiwariogramu bez semiwariancji samorodka (krzywa przechodzi przez początek układu współrzędnych) oraz przyjmuje wartość 1, gdy nie występuje przestrzenna zależność w semiwariogramie. Chien i in. (1997), Shahbazi i in. (2013) wyznaczyli klasy przestrzennej zależności. Przyjęto, że silna zależność przestrzenna występuje w przypadku, gdy $c_0/(c_0 + c) < 25\%$, umiarkowana, gdy obejmuje przedział wartości $25\% < c_0/(c_0 + c) < 75\%$, i słaba, gdy $c_0/(c_0 + c) > 75\%$. Wykorzystując empiryczne wartości semiwariancji, wyznaczono wymiary fraktalne, D_0 , które pozwalają określić, na ile badany rozkład temperatury gleby ma charakter zdeterminowany, a na ile losowy. Wartość D_0 obliczono, wyznaczając wcześniej współczynnik nachylenia prostej semiwariogramu (H) wykreślonego w logarytmicznym układzie współrzędnych, według wzoru (Burrough 1981):

$$D_0 = 2 - \frac{H}{2} \quad (3)$$

Kriging

Szacowanie wartości temperatury gleby $T(x)$ w miejscach nie obserwowanych prowadzono za pomocą metody krigingu (Komisarek 2008), wykorzystując równanie liniowe wyrażone wzorem (Gamma Design Software 2008):

$$T^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i T(x_i) \quad (4)$$

gdzie: N jest liczbą pomiarów, $T(x_i)$ – zmierzona wartość w punkcie x_i , $T^*(x_0)$ – wartość estymowana w punkcie estymacji x_0 , λ_i – wagi. Wagi wyznaczano z układu równań krigingu po uwzględnieniu warunku nieobciążalności i efektywności estymatora (Gamma Design Software 2008):

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_o), i = 1, \dots, N \\ \sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \end{cases} \quad (5)$$

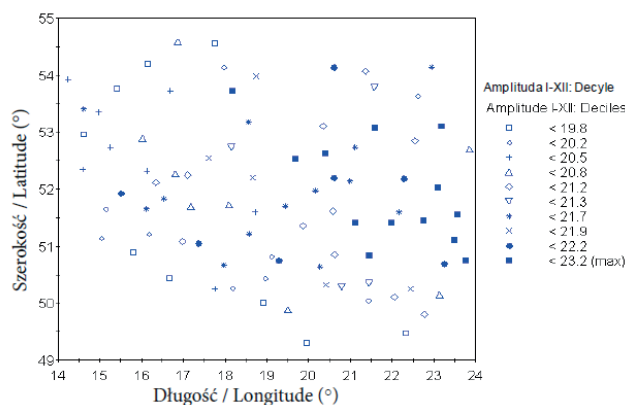
Rozwiązując powyższy układ równań, wyznaczamy wagi krigingu – λ_i . Wagi te pozwalają wyznaczyć również estymowaną temperaturę gleby T^* i jej wariancję ze wzoru (Zawadzki 2011):

$$\sigma_k^2(x_o) = \mu + \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_o) \quad (6)$$

gdzie: μ jest współczynnikiem Lagrange'a, a σ_k^2 wariancją krigingu.

Obiekt badań

W analizie geostatystycznej wykorzystano uśrednione dobowe miesięczne temperatury gleby zmierzone na głębokości 5 cm, na obszarze Polski w latach 1961-1975 (Kozłowski 1981). Rozmieszczenie 88 stacji meteorologicznych wraz z rocznym decylnym podziałem amplitud temperatury gleby przedstawiono na rysunku 1. Dla każdego miesiąca określono, m.in. wartość średnią, minimalną i maksymalną, odchylenie standardowe, współczynnik zmienności (CV), skośność i kurtozę oraz przeprowadzono analizę korelacyjną. Podstawowe statystyki i analizę geostatystyczną przeprowadzono przy pomocy programów Statistica 10, GS+9 (Gamma Design Software 2008). Pomiary temperatury gleby były wykonywane na ugorze termometrami rtęciowymi zgodnie z ogólnie przyjętymi zasadami przy pomiarach w stacjach meteorologicznych (Kozłowski 1981).



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Polsce z decylnym rozkładem amplitudy temperatury gleby

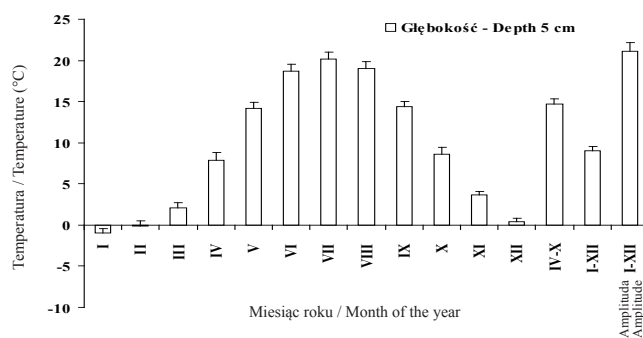
Fig. 1. Distribution of meteorological stations in Poland with decile distribution of the soil temperature amplitude

Największe roczne amplitudy temperatury gleby na głębokości 5 cm występują we wschodnio-środkowej części Polski, natomiast najmniejsze w północno-zachodniej, głównie wzdłuż wybrzeża i w południowej części, głównie wzdłuż pasm górskich. Uwidacznia się też znaczny wzrost rocznej amplitudy temperatury gleby na obszarach nizinnych w południowej części Polski.

WYNIKI Z DYSKUSJĄ

Wyniki analizy statystycznej

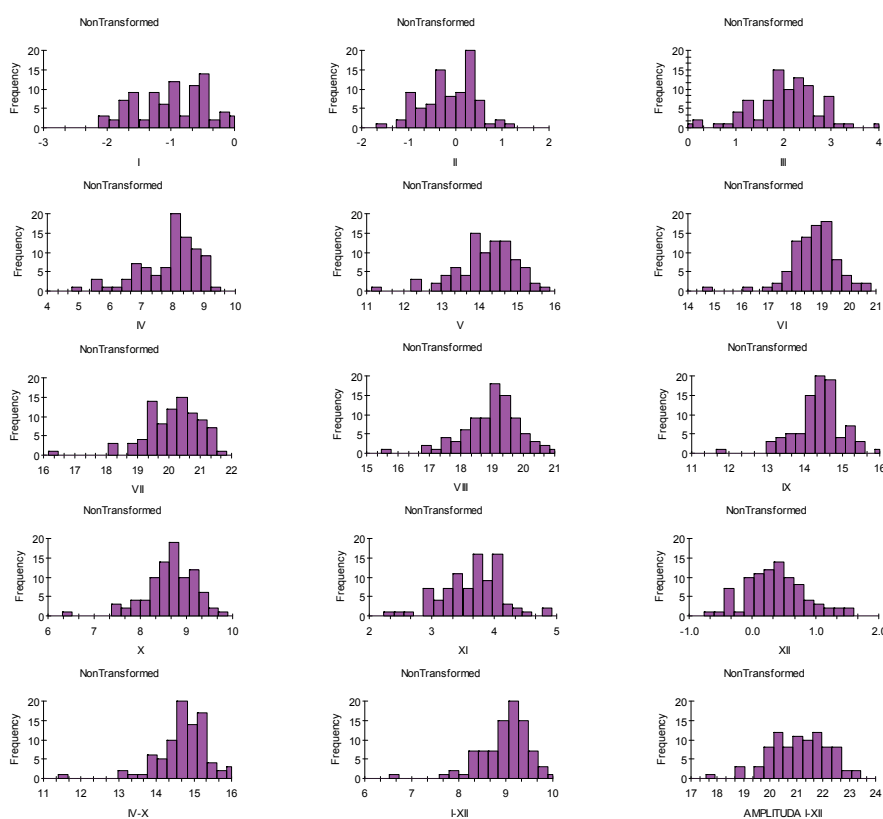
Wartości średnie temperatury gleby obliczane dla poszczególnych miesięcy różniły się między sobą istotnie (rys. 2). Zauważyć można, iż tylko w styczniu ($-0,99^{\circ}\text{C}$) i w lutym ($-0,1^{\circ}\text{C}$) średnie temperatury gleby były ujemne. W styczniu średnie wartości temperatury gleby były ujemne z rozrzutem temperatury $0,54^{\circ}\text{C}$, natomiast w lutym średnie temperatury gleby były bliskie zero, z rozrzutem wartości $0,56^{\circ}\text{C}$. W pozostałych miesiącach średnie temperatury gleby miały tendencję wzrostową do lipca ($20,13^{\circ}\text{C}$) i spadkową do grudnia ($0,36^{\circ}\text{C}$) z rozrzutem ($0,46^{\circ}\text{C}$). Średnie temperatury gleby w okresie od kwietnia do października ($14,7^{\circ}\text{C}$), jak i od stycznia do grudnia ($8,99^{\circ}\text{C}$) były dodatnie, przy czym pierwsza była podobna do średnich z maja i z września, z podobnym rozrzutem ($0,66^{\circ}\text{C}$). Natomiast średnia roczna była podobna do kwietniowej i październikowej temperatury gleby. Największa amplituda roczna temperatury gleby wynosiła $21,13^{\circ}\text{C}$, z rozrzutem $1,08^{\circ}\text{C}$. Amplituda była o jeden stopień większa niż średnia z lipca, która z kolei była największą średnią temperaturą gleby w całym roku. Współczynniki zmienności temperatury gleby były zbliżone do siebie w okresie od maja do września i mieściły się w przedziale wartości od 4,4 do 5,6%, podobnie też kształtowała się zmienność dla okresu wegetacyjnego, rocznego (3,2%) i amplitudy.



Rys. 2. Średnia temperatura gleby i amplituda z odchyleniem standardowym dla poszczególnych miesięcy w Polsce

Fig. 2. Average soil temperature and amplitude with standard deviation for individual months in Poland

Dla pozostałych miesięcy współczynnik zmienności wzrastał. W marcu, kwietniu, październiku i listopadzie wzrósł od 10,5 do 34%. Asymetrie rozkładów temperatury gleby w poszczególnych miesiącach, okresie wegetacyjnym, okresie rocznym i amplitudzie w większości były lekko i średnio lewostronne (od $-0,17$ do $-1,4$), i znacznie lewostronne w październiku ($-4,9$), natomiast w grudniu były dodatnie ($0,39$) (rys. 3). Rozkłady temperatury gleby zmieniały się od lekko spłaszczonego w styczniu i lutym (kurtoza, $-0,86$ i $-0,67$), odpowiednio do bardzo wysmukłego w październiku ($34,9$), w pozostałych miesiącach były w większości średnio wysmukłe.



Rys. 3. Histogram temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy. Oznaczono: Częstość – Frequency, Bez transformacji – Non Transformed, Amplituda – Amplitude

Fig. 3. Histogram of soil temperature in Poland for individual months

Wyniki analizy korelacyjnej

Korelacje czasowe temperatury gleby na poziomie istotności $p < 0,05$ (StatSoft Software, 2011) z 88 stacji meteorologicznych zestawiono w tabeli 1. Współczynniki korelacji istotnych statystycznie zaznaczono pogrubieniem. Statystycznie istotne,

dotądnie korelacje temperatury gleby pomiędzy wszystkimi miesiącami wystąpiły tylko w marcu, kwietniu i wrześniu, przy czym najwięcej istotnych, co do wartości współczynnika korelacji, było we wrześniu. Nieistotne korelacje wystąpiły pomiędzy styczniem i lutym a majem, czerwcem, lipcem i sierpniem oraz pomiędzy majem, czerwcem i lipcem a październikiem, listopadem i grudniem. Grudzień też nie miał istotnych relacji z sierpniem, pozostałe relacje pomiędzy poszczególnymi miesiącami były istotne statystycznie. Biorąc pod uwagę wartości współczynnika korelacji z tych miesięcy, dane te w przyszłości mogą posłużyć do szacowania średnich temperatur gleby w Polsce dla pozostałych miesięcy, gdyby zachodziła taka potrzeba. Korelacje te nie mogą być użyte bezpośrednio do szacowania przestrzennego rozkładu temperatury gleby w Polsce, ale średnie temperatury gleby mogą być wykorzystane do porównań ze średnimi wyestymowanymi dla Polski.

Tabela 1. Korelacje czasowe temperatury gleby na głębokości 5 cm w Polsce. Pogrubieniem oznaczono współczynniki korelacji, które są istotne z $p < 0,05$, $N = 88$

Table 1. Temporal correlations of soil temperature at a depth of 5 cm in Poland. Bold type indicates the correlation coefficients which are significant at $p < 0.05$, $N = 88$

Miesiąc roku Month of the year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	IV-X	I-XII	Amplituda Amplitude I-XII
I	1,000	0,821	0,721	0,346	-0,068	-0,124	-0,094	0,062	0,373	0,513	0,722	0,820	0,184	0,521	-0,558
II	0,821	1,000	0,758	0,403	0,000	-0,073	-0,024	0,041	0,366	0,501	0,675	0,691	0,226	0,529	-0,440
III	0,721	0,758	1,000	0,725	0,323	0,222	0,264	0,428	0,615	0,516	0,748	0,653	0,569	0,793	-0,135
IV	0,346	0,403	0,725	1,000	0,721	0,447	0,507	0,587	0,704	0,290	0,572	0,326	0,778	0,817	0,245
V	-0,068	0,000	0,323	0,721	1,000	0,772	0,789	0,714	0,609	0,072	0,175	-0,060	0,853	0,697	0,675
VI	-0,124	-0,073	0,222	0,447	0,772	1,000	0,895	0,764	0,562	0,125	0,043	-0,060	0,834	0,647	0,809
VII	-0,094	-0,024	0,264	0,507	0,789	0,895	1,000	0,837	0,622	0,112	0,119	-0,013	0,867	0,695	0,872
VIII	0,062	0,041	0,428	0,587	0,714	0,764	0,837	1,000	0,704	0,244	0,286	0,120	0,884	0,769	0,680
IX	0,373	0,366	0,615	0,704	0,609	0,562	0,622	0,704	1,000	0,458	0,618	0,393	0,836	0,863	0,355
X	0,513	0,501	0,516	0,290	0,072	0,125	0,112	0,244	0,458	1,000	0,595	0,540	0,422	0,566	-0,152
XI	0,722	0,675	0,748	0,572	0,175	0,043	0,119	0,286	0,618	0,595	1,000	0,773	0,440	0,694	-0,246
XII	0,820	0,691	0,653	0,326	-0,060	-0,060	-0,013	0,120	0,393	0,540	0,773	1,000	0,232	0,529	-0,401
IV-X	0,184	0,226	0,569	0,778	0,853	0,834	0,867	0,884	0,836	0,422	0,440	0,232	1,000	0,922	0,633
I-XII	0,521	0,529	0,793	0,817	0,697	0,647	0,695	0,769	0,863	0,566	0,694	0,529	0,922	1,000	0,325
Amplituda Amplitude I-XII I-XII	-0,558	-0,440	-0,135	0,245	0,675	0,809	0,872	0,680	0,355	-0,152	-0,246	-0,401	0,633	0,325	1,000

Istotne też były korelacje pomiędzy temperaturami gleby w poszczególnych miesiącach a okresem wegetacji, całym rokiem i rocznymi amplitudami, z wyjątkiem marca i października. Część korelacji z rocznymi amplitudami było ujemnych,

część dodatnich. Ujemne temperatury pojawiły się w okresie od listopada do lutego i tylko w tym przypadku relacji temperatur gleby z amplitudami wystąpiły istotne korelacje. W marcu i październiku były one też ujemne, ale nieistotne. Natomiast dodatnie istotne korelacje były od kwietnia do września. Również należało się spodziewać istotnych korelacji ze znacznymi wartościami współczynnika pomiędzy temperaturami gleb z poszczególnych miesięcy a okresem wegetacyjnym i rocznymi, gdyż część danych była użyta do wyznaczenia średnich temperatur gleby w tych korelowanych zmiennych.

Wyniki analizy geostatystycznej

Dane pomiarowe temperatury gleby w Polsce przeanalizowano w aspekcie ich zgodności z rozkładem normalnym i wykrycia trendów przestrzennych. W większości rozkłady danych były zbliżone do rozkładu normalnego (rys. 3). Zastosowanie różnych transformacji danych nie poprawiało zgodności z rozkładem normalnym, dlatego też założono, że do dalszych analiz geostatystycznych będą użyte pierwotne dane. Przyjęto, że rozpatrywane temperatury gleby spełniały warunek stacjonarności lub kwasi-stacjonarności procesu, wymagane przy analizie geostatystycznej. Zmienność przestrzenną analizowano przy użyciu semiwariogramów. Wyznaczono parametry semiwariogramów dla poszczególnych miesięcznych temperatur gleby, okresu wegetacyjnego, całego roku i dla rocznych amplitud temperatury gleby (tab. 2). Dopasowano modele semiwariogramów do empirycznych danych z dobrą zgodnością. Jakość dopasowania modeli semiwariogramów do empirycznych danych określano współczynnikiem determinacji R^2 i sumą kwadratów reszt RSS . Sumy kwadratu reszt były minimalne, $RSS < 0,07$, a współczynniki determinacji wysokie, $R^2 > 0,9$, co oznacza, że wyniki w ponad 90% opisują dopasowanie modelu sferycznego do danych pomiarowych temperatury gleby. Wykorzystując empiryczne wartości semiwariancji, obliczono wymiary fraktalne, D_0 . Wyniki zestawiono w tabeli 2 i przedstawiono na rys. 5. Mapy rozkładu przestrzennego temperatury gleby wyestymowano metodą krigingu, wykorzystując modele semiwariogramów, przedstawiono je na rysunkach 6-7.

W zdecydowanej większości, bo aż w 58% badanych zmiennych, stwierdzono silną przestrzenną zależność, a w pozostałych była ona umiarkowana (tab. 2). Kształt przestrzennej zależności był sferyczny. Parametry semiwariogramów wskazują, że w większości badanych temperatur gleby występuje efekt samorodka. Biorąc pod uwagę skalę/rozmiar przestrzennej zależności, jak i niewielkie wartości samorodka w stosunku do wartości wysycenia, można stwierdzić, że zmienność temperatury gleby była na pograniczu lub nieco mniejsza niż przyjęta odległość pomiędzy stacjami pomiarowymi. Wartości wysycenia semiwariancji w zdecydowanej większości były porównywalne z wartościami wariancji wyznaczonej w sposób klasyczny. Nieco większe wartości wysycenia w stosunku do wariancji klasycznej obserwowano

w zimie. Wariancje te wskazują również, że nie występują wyraźne trendy w rozkładzie temperatury gleby i amplitudzie rocznej. Od stycznia do sierpnia wzrastały wartości samorodka jak i wysycenie, po tym czasie znów malały, do poziomu ze stycznia. W przypadku amplitudy rocznej zarówno samorodek, jak i wysycenie były największe, jakie otrzymano w analizie temperatur gleb. W okresie wiosenno-letnim promień przestrzennej zależności (min. $2,87^\circ$) był nawet trzykrotnie mniejszy niż w okresie jesienno-zimowym (max. $8,76^\circ$). W zaokrągleniu można przyjąć, że promienie korelacji obejmowały obszar od ~ 290 do 880 km. Mniejsze zasięgi i większe wartości samorodka i wysycenia wiosenno-letniego wskazywały na większe zróżnicowanie temperatury gleby w Polsce w tym czasie. Również w tym czasie wartości średniej semiwariancji dla wybranych kątów anizotropii były większe (tab. 2).

Tabela 2. Parametry i modele semiwariogramów temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy
Table 2. Parameters and models of semivariograms of soil temperature in Poland for individual months

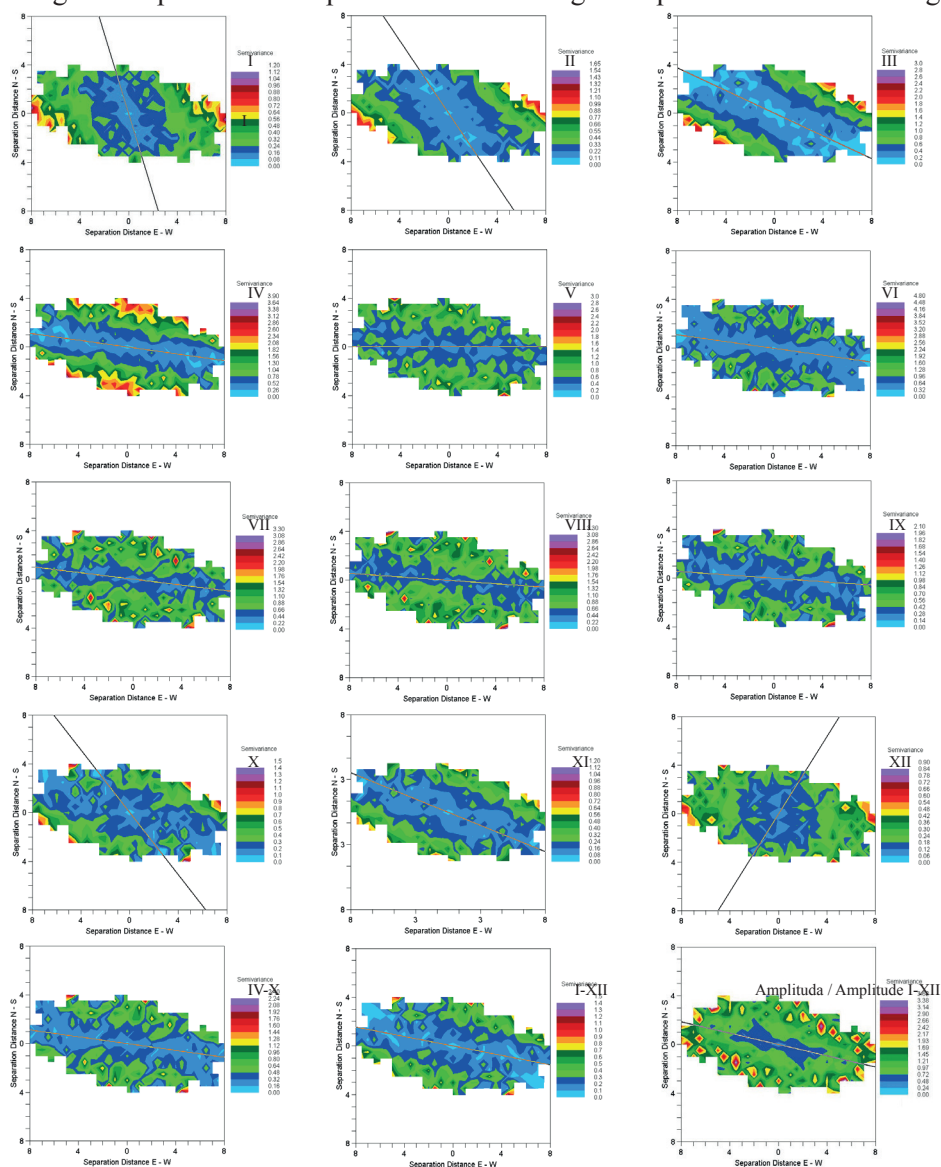
Dane Data	Model Model	Samorodek Nugget (c_0)	Wysycenie Sill (c_0+c)	Zakres Range ($^\circ$)	$c_0/(c_0+c)$	Anizotropia Anisotropy	
						A:nnn	Kąt Angle ($^\circ$)
I	Sph.	0,049	0,422	7,57	0,104	0,137	163
II	Sph.	0,064	0,522	8,76	0,109	0,131	146
III	Sph.	0,074	0,781	8,51	0,087	0,175	115
IV	Sph.	0,108	1,044	4,26	0,094	0,340	98
V	Sph.	0,289	0,719	4,51	0,287	0,417	90
VI	Sph.	0,386	0,806	2,87	0,324	0,427	98
VII	Sph.	0,369	0,824	3,11	0,309	0,454	97
VIII	Sph.	0,437	0,875	3,49	0,333	0,501	94
IX	Sph.	0,197	0,439	4,10	0,310	0,257	94
X	Sph.	0,099	0,382	6,95	0,206	0,152	142
XI	Sph.	0,075	0,293	7,00	0,204	0,138	112
XII	Sph.	0,066	0,300	7,50	0,180	0,129	32
IV-X	Sph.	0,178	0,471	3,33	0,274	0,237	98
I-XII	Sph.	0,078	0,298	4,47	0,207	0,137	101
Amplituda Amplitude I-XII	Sph.	0,544	1,334	6,50	0,290	0,773	103

Oznaczono / denoted: Sph. – sferyczny / spherical, I-XII miesiące / months, Amplituda / Amplitude, A:nnn średnia semiwariancja dla kąta anizotropii / the average semivariance for the azimuth transect

Mapy anizotropowych semiwariogramów temperatur gleb i rocznej amplitudy wskazują na zmieniającą się w czasie anizotropię temperatury gleby wzdłuż dłuższej osi (z zaznaczoną osią na rysunkach) z najniższą średnią semiwariancją w stosunku do prostopadłej mniejszej osi z największą semiwariancją (rys. 4).

Kierunek anizotropii temperatury gleby zmieniał się z miesiąca na miesiąc. W styczniu dominuje kierunek z północno-zachodniego do południowo-wschodniego i przechodzi stopniowo od kierunku z zachodniego do wschodniego. Ten ostatni kierunek utrzymuje się od kwietnia do września i obserwuje się go również dla

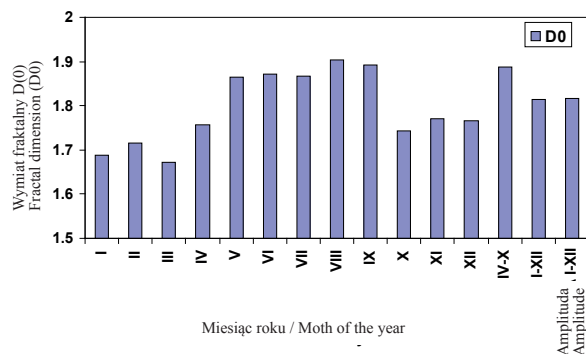
amplitudy rocznej i średnich temperatur gleby z okresu wegetacyjnego i rocznego. W październiku i listopadzie anizotropia powraca do ukierunkowania ze stycznia, a w grudniu przechodzi z północno-wschodniego do południowo-zachodniego.



Rys. 4. Powierzchniowy semivariogram temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy. Oznaczono: Semiwariancja – Semivariance, Dystans między punktami – Separation distance, N-S – Północ-Południe, E-W – Wschód Zachód

Fig. 4. Surface semivariogram of soil temperature in Poland for individual months

Ta anizotropia ma swoje odzwierciedlenie w rozkładzie temperatury gleby w Polsce w poszczególnych miesiącach. Na takie zróżnicowanie temperatury gleby, na anizotropię w rozkładzie, może wpływać zarówno opad deszczu, śniegu, temperatura powietrza, właściwości gleby, zróżnicowany rozkład wody w glebie wynikający z rodzaju gleby, jak również ukształtowanie terenu oraz rośliny.

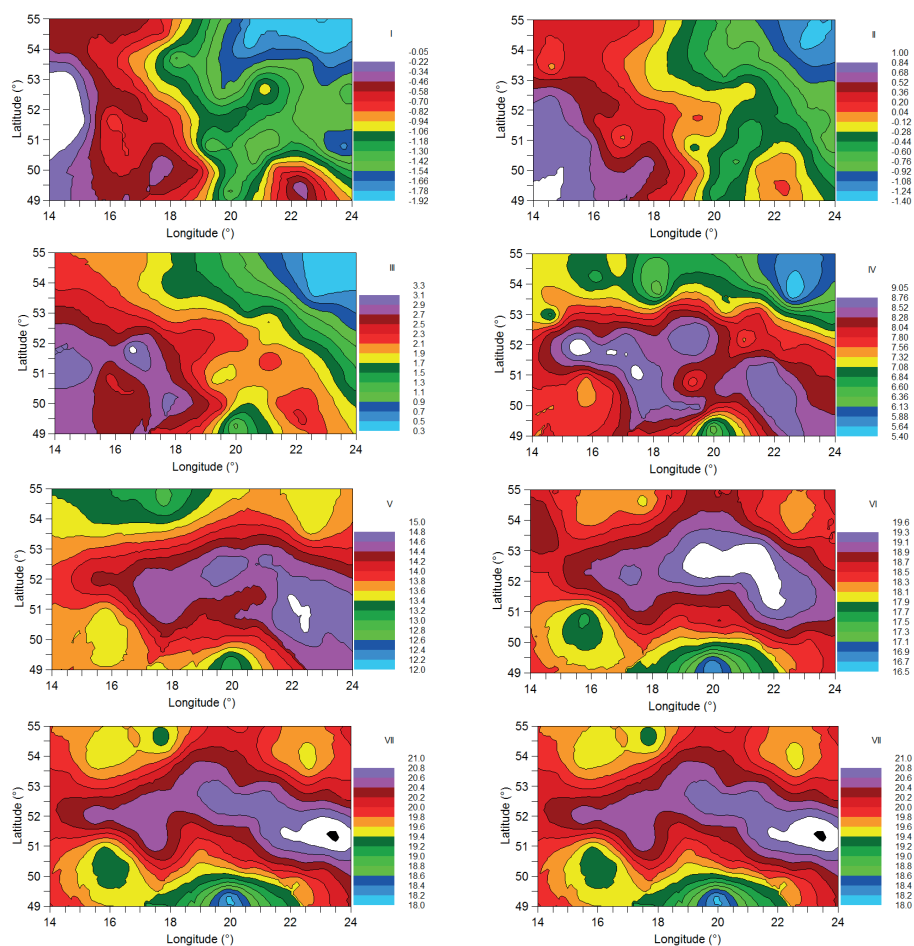


Rys. 5. Wymiar fraktalny D(0) temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy
Fig. 5. Fractal dimension D(0) of soil temperature in Poland for individual months

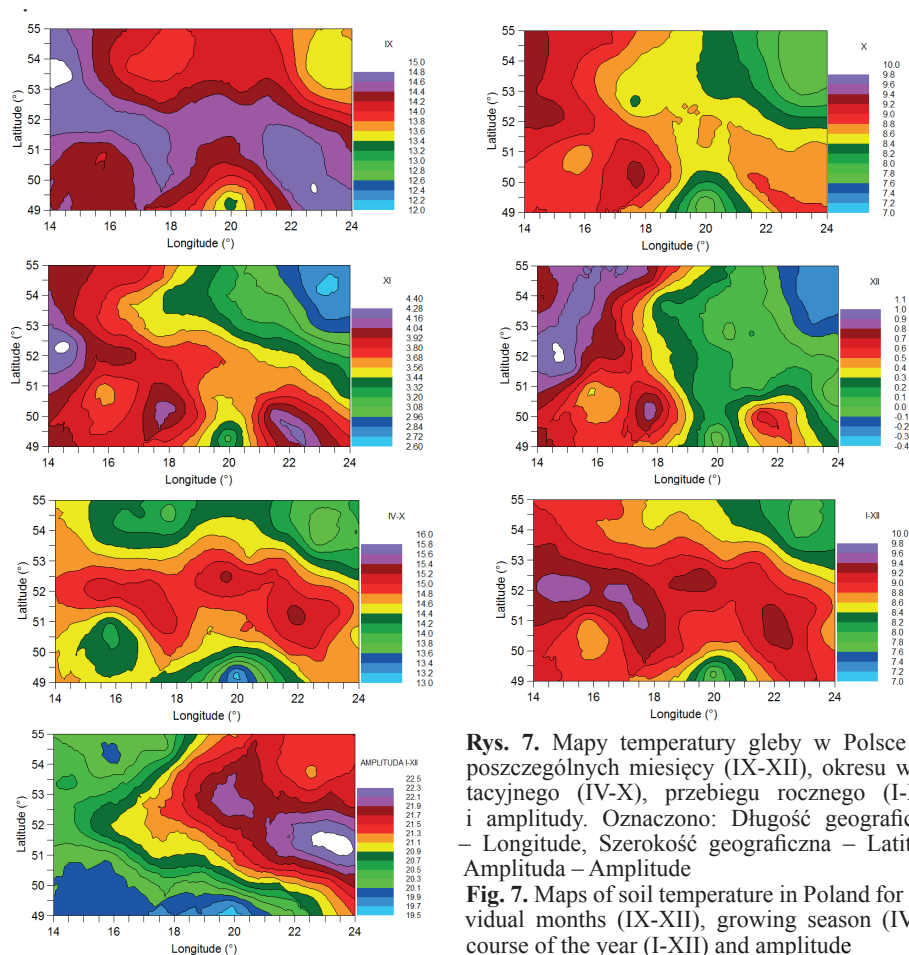
Wymiar fraktalny D0 dla temperatury gleby obliczono z nachylenia prostej semiwariogramu wykreślonego w logarytmicznym układzie współrzędnych (Janik 2005). Dobre dopasowania prostej do empirycznych danych semiwariancji ($R^2 > 0,9$) pozwala stwierdzić, że wymiary fraktalne wyznaczone zostały z zadawalającą dokładnością. Temperatury gleby w Polsce w okresie od maja do września wykazywały znacznie większą przypadkowość (losowość) niż pozostałych miesiącach. Dla tego okresu wymiary fraktalne przyjmowały wartości około 1,9, a w okresie zimowym były najmniejsze, nie przekraczały wartości 1,7, natomiast jesienią wynosiły około 1,8. Dla średniej temperatury gleby całorocznej i występujących w tym czasie amplitud były one nieco większe od 1,8. Spadek wartości wymiarów fraktalnych temperatury gleby w okresie zimowym w porównaniu do okresu wiosenno-letniego można interpretować w kategoriach zdeterminowania rozkładu temperatury gleby przez czynniki zewnętrzne. W tym przypadku może to być spowodowane wystąpieniem pokrywy śniegowej i większym wyrównaniem temperatury gleby na obszarze Polski. Można też zinterpretować wzrost wymiaru fraktalnego w okresie wiosenno-letnim jako wzrost zróżnicowania temperatury gleby w skutek zróżnicowania opadów, zróżnicowania temperatury powietrza, zróżnicowania rozkładu wilgotności gleby wynikające z tekstury gleby, ukształtowania terenu i różnorodności roślin w Polsce. Uzyskane duże wartości wymiaru fraktalnego wskazują jednocześnie, że wartości temperatury gleby dla poszczególnych miesięcy charakteryzują się zmiennością krótkiego zasięgu z dużym udziałem składnika losowego (Komisarek 2008), co potwierdzają otrzymane wyniki badań.

Mapy rozkładu temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy roku

Metodą krigingu wyestymowano mapy rozkładu temperatury gleby (rys. 6-7). Dobrą zgodność wartości temperatury gleby, zmierzonych i estymowanych, potwierdziły znaczące współczynniki determinacji ($> 0,6$) i niewielkie średnie wartości różnic zmierzonych i obliczonych temperatur ($0,09-0,2^{\circ}\text{C}$). Najmniejszy średni błąd standardowy metody krigingu, uzyskiwany w obrębie stacji pomiarowych, wzrastał wraz ze zmniejszaniem się liczby stacji biorących udział w estymacji temperatury gleby. Największy błąd zaobserwowano na obrzeżach Polski, ponieważ tam stacje meteorologiczne nie są „otoczone” innymi stacjami, tak jak stacje „centralne”.



Rys. 6. Mapy temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy (I-VIII).) Oznaczono: Długość geograficzna – Longitude, Szerokość geograficzna – Latitude, Amplituda – Amplitude
Fig. 6. Maps of soil temperature in Poland for individual months (I-VIII)



Rys. 7. Mapy temperatury gleby w Polsce dla poszczególnych miesięcy (IX-XII), okresu wegetacyjnego (IV-X), przebiegu rocznego (I-XII) i amplitudy. Oznaczono: Długość geograficzna – Longitude, Szerokość geograficzna – Latitude, Amplituda – Amplitude

Fig. 7. Maps of soil temperature in Poland for individual months (IX-XII), growing season (IV-X), course of the year (I-XII) and amplitude

Charakterystyczne rozkłady temperatury gleby wystąpiły w okresie jesienno-zimowym i wiosenno-letnim. W pierwszym okresie dominował południkowy rozkład temperatury, w drugim równoleżnikowy. W jesienno-zimowym okresie rozkład temperatury gleby odzwierciedlał układ zlewni rzek w Polsce, dorzecza Wisły i dorzecza Odry. W styczniu niższe temperatury były w dorzeczu Wisły, wyższe w dorzeczu Odry z najwyższymi temperaturami gleby w środkowo-zachodniej części Polski. W następnych dwóch miesiącach wyższe temperatury gleby z dorzecza Odry przemieszczały się w kierunku południowym, wchodząc na obszar dorzecza Wisły, natomiast w północno-wschodniej części Polski temperatury gleby były nadal najniższe. W kwietniu uwidacznia się już równoleżnikowy rozkład temperatury gleby z niższymi temperaturami na południu i północy, i wyższymi w części środkowej. Taki rozkład temperatury gleby utrzymuje się aż

do września, tworząc nawet w czerwcu wyspę z największą temperaturą gleby w środkowej części Polski, by w następnych miesiącach powrócić do układu przed styczniem, ale z najwyższą temperaturą gleby w północno-zachodniej części Polski i najniższą w północno-wschodniej. Roczny rozkład temperatury gleby i amplitudy i temperatury w okresie wegetacyjnym był równoleżnikowy z największymi amplitudami rocznymi w południowo-wschodniej części Polski i najniższymi w górach na południu.

PODSUMOWANIE

W niniejszej pracy scharakteryzowano i przedstawiono wyniki analizy zmienności przestrzennej temperatury gleby w Polsce na głębokości 5 cm, w latach 1961-1975.

Średnia roczna temperatura gleby w Polsce na głębokości 5 cm wynosiła $8,99^{\circ}\text{C}$, natomiast w okresie wegetacyjnym $14,7^{\circ}\text{C}$. W poszczególnych miesiącach największą średnią temperaturę gleby obserwowano w lipcu $20,13^{\circ}\text{C}$, a najmniejszą w styczniu $-0,99^{\circ}\text{C}$. W lutym temperatura gleby była również ujemna ($-0,1^{\circ}\text{C}$). Największa roczna amplituda temperatury gleby wynosiła $21,13^{\circ}\text{C}$ i była o 1°C większa od temperatury gleby lipca. Od maja do września współczynniki zmienności temperatury gleby mieściły się w przedziale wartości od 4,4 do 5,6%, z nieco niższą zmiennością dla okresu wegetacyjnego, rocznego i amplitudy (3,2%). Dla pozostałych miesięcy współczynnik zmienności wzrastał. W marcu, kwietniu, październiku i listopadzie wzrósł od 10,5 do 34%.

Generalnie najwięcej istotnych dodatnich korelacji czasowe temperatury gleby pomiędzy miesiącami wystąpiło w marcu, kwietniu i we wrześniu, w pozostałych miesiącach część korelacji była istotna, część nie.

Silną i umiarkowaną przestrzenną zależność temperatury gleby ze sferycznym modelem przestrzennej zależności obserwowano dla wszystkich miesięcy. Od stycznia do sierpnia zarówno wartości samorodka, jak i wysycenia wzrastały, a w przypadku amplitudy rocznej były one największe.

W okresie wiosenno-letnim zaobserwowano najmniejszy promień przestrzennej zależności $2,87^{\circ}$, zaś w okresie jesienno-zimowym odnotowano jego trzykrotny wzrost, do $8,76^{\circ}$, tj. w przybliżeniu od około 290 do 880 km.

Na obszarze Polski w rozkładzie przestrzennym temperatury gleby zaobserwowano anizotropię z ukierunkowaniem na północ-południe w okresie grudzień-luty, w następnych miesiącach z ukierunkowaniem wschód-zachód.

W przestrzennym rozkładzie temperatury gleby w Polsce od maja do września występuje większa przypadkowość niż pozostałych miesiącach roku. W tym czasie wymiary fraktalne dochodziły do 1,9, a w okresie zimowym nie przekraczały wartości 1,7. Duże wartości wymiaru fraktalnego wskazują jednocześnie, że wartości temperatury gleby dla poszczególnych miesięcy charakteryzują się zmiennością krótkiego zasięgu z dużym udziałem składnika losowego.

Południkowy rozkład temperatury gleby w Polsce wystąpił w okresie od września do lutego, a równoleżnikowy od marca do sierpnia. W przypadku tego drugiego, temperatury gleby były niższe na południu i północy, wyższe z kolei w środkowej części Polski.

Rozkład przestrzenny temperatury gleby może stanowić podstawę do zrozumienia i być pomocny w przewidywaniu zawartości i obiegu wody w środowisku na danym obszarze. Może być również cenną informacją nie tylko dla naukowców zajmujących się glebą, ale także dla osób zajmujących się rolnictwem.

PIŚMIENNICTWO

- Burrough P.A., 1981. Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, 294, 240-242, doi:10.1038/294240a0
- Chien Y.J., Lee D.Y., Guo H.Y., Houg K.H., 1997. Geostatistical analysis of soil properties of Mid-west Taiwan soils. *Soil Science*, 162: 291-298, doi:10.1097/00010694-199704000-00007
- Ciaranek D., 2013. Wpływ warunków pogodowych na przebieg temperatury gleby w Ogrodzie Botanicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. *Prace Geograficzne*, 133, 77-99, doi: 10.4467/20833113PG.13.012.1102
- Gamma Design Software: GS+ Geostatistics for the Environmental Software version 9. 2008. <http://www.gammadesign.com>
- Jakusik E., Owczarek M., 2008. Zmienność temperatury gruntu na polskim wybrzeżu. *Acta Agroph.*, 12(2), 367-380.
- Janik G., 2005. Spatial variability of soil moisture in grassland. *International Agrophys.*, 19, 37-45.
- Kędziora A., 1995. Prognoza zmian klimatycznych. W: Prognoza ostrzegawcza zmian środowiskowych warunków życia człowieka w Polsce na początku XXI wieku. Praca zb. pod red. S. Kozłowski. PAN, Kom. Nauk. Człowiek i Środow., 10, 97-132.
- Komisarek J., 2008. Przestrzenna ocena zawartości miedzi i cynku w leśnych glebach płowych bielcowanych powierzchni testowej "Wigry" zintegrowanego monitoringu środowiska przyrodniczego. *Nauka Przyroda Technologie*, 2(3).
- Kossowski J., 2007. O relacji między strumieniem ciepła w glebie a promieniowaniem słonecznym. *Acta Agroph.*, 10, 121-135.
- Koźmiński C., 1981. Temperatura gleby na głębokości 5 centymetrów w Polsce. AR Szczecin, IUNG Puławy.
- Michalska B., Nidzgorska-Lencewicz J., 2010. Dobowa zmienność temperatury w profilu gleby porośniętej w stacji meteorologicznej w Ostoi. *Folia Pomer. Univ. Technol. Stetin. Agric., Aliment., Pisc., Zootech.*, 279(15), 63-72
- Shahbazi F., i in., 2013. Geostatistical analysis for predicting soil biological maps under different scenarios of land use. *Eur. J. Soil Biol.*, 55, 20-27, doi: 10.1016/j.ejsobi.2012.10.009 <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2012.10.009>
- StatSoft Software Statistica 10, 2011. Elektroniczny podręcznik statystyki PL, <http://www.statsoft.pl/textbook/stathome.html>
- Usowicz B., Rejman J., 2000. Zmienność przestrzenna temperatury gleby w przypowierzchniowej warstwie gleby płowej na zboczu lessowym. *Acta Agroph.*, 34, 189-197.
- Usowicz B., Usowicz Ł., 2004. Punktowe pomiary wilgotności gleby a jej przestrzenny rozkład na polach uprawnych. *Acta Agroph.*, 4(2), 573-588.
- Walczak R., Usowicz B., 1994. Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil in crop field. *Int. Agrophys.*, 8, 161-168.

- Wojkowski J., Skowera B., 2017. Związek temperatury gleby z temperaturą powietrza w warunkach jurajskiej doliny rzecznej. *Ecol. Eng.*, 18(1), 18-26, doi: 10.12912/23920629/65855 <https://doi.org/10.12912/23920629/65855>
- Zawadzki J., 2011. *Metody geostatystyczne dla kierunków przyrodniczych i technicznych*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej.

SPATIAL VARIABILITY OF SOIL TEMPERATURE IN POLAND

Edyta Rojek, Bogusław Usowicz

Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences, ul. Doświadczalna 4, 20-280 Lublin, Poland
e-mail: b.usowicz@ipan.lublin.pl

Abstract. The aim of the study was to determine the spatial variability of monthly mean soil temperature at a depth of 5 cm in Poland. Soil temperature data from 88 meteorological stations in the years 1961-1975 were used. The measurement data were analyzed using statistical and geostatistical methods. Spatial variability of soil temperature was recognized based on the empirical semivariograms, adjusted models and semivariogram parameters i.e. values of nugget, sill, range of spatial dependency and calculated fractal dimensions. The spatial distribution of surface soil temperature was determined from measurement points data, using the kriging method. Significant and strong spatial dependence of soil temperature with a range from 290 to 880 km was found, and the shape of this relationship was spherical. The values of the nugget, sill and fractal dimension increased during the summer period and decreased from autumn to spring and were the lowest at the end of autumn and at the beginning of winter. These data indicate that during the spring and summer the spatial variability of the soil temperature is mostly modified by diversified precipitation and a higher content of sand fraction in the central part of Poland. Surface semivariograms indicate the occurrence of anisotropy in the soil temperature distribution that changed with time. Spatial distributions of soil temperature show significant diversification in the territory of Poland with longitudinal orientation in autumn and winter and latitudinal in spring and summer.

Keywords: soil temperature, spatial variability, geostatistics, anisotropy, fractal dimension, spatial distribution