

KONTYNENTALIZM TERMICZNY KLIMATU REGIONÓW POLARNYCH

Andrzej Ewert

Zakład Klimatologii, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku

Wstęp

W klasyfikacji klimatu ważnym problemem jest ocena stopnia jego kontynentalizmu. Kompleksowym wskaźnikiem pozwalającym ocenić wielkość kontynentalizmu jest roczna amplituda temperatury, różnica pomiędzy średnimi temperaturami najcieplejszego i najchłodniejszego miesiąca w roku. Wiadomo, że wielkość rocznej amplitudy wzrasta wraz z szerokością geograficzną, co jest uwarunkowane czynnikami astronomicznymi. Przyjmuje się, że uwzględniając w odpowiedni sposób zmiany amplitudy z szerokością geograficzną można za pomocą odpowiedniego wzoru ocenić liczbową wartość kontynentalizmu określającą wielkość wpływów lądu i morza na klimat danego miejsca. Jednakże w wysokich szerokościach geograficznych zarówno obszary lądowe, jak i morskie pokryte są lodem, które to powierzchnie inaczej reagują na nagrzewanie niż powierzchnie lądowe i morskie. W tym kontekście jest interesująca możliwość oceny stopnia kontynentalizmu klimatu Arktyki i Antarktyki.

Jak dotąd tylko nieliczni autorzy zajmowali się oceną kontynentalizmu tych obszarów. Zagadnieniem tym właściwie zajmował się jedynie A. Marsz (który dla oceny oceanizmu klimatycznego przedstawił własny wzór 1995, 1996) oraz A. Styszyńska (1988, 1996).

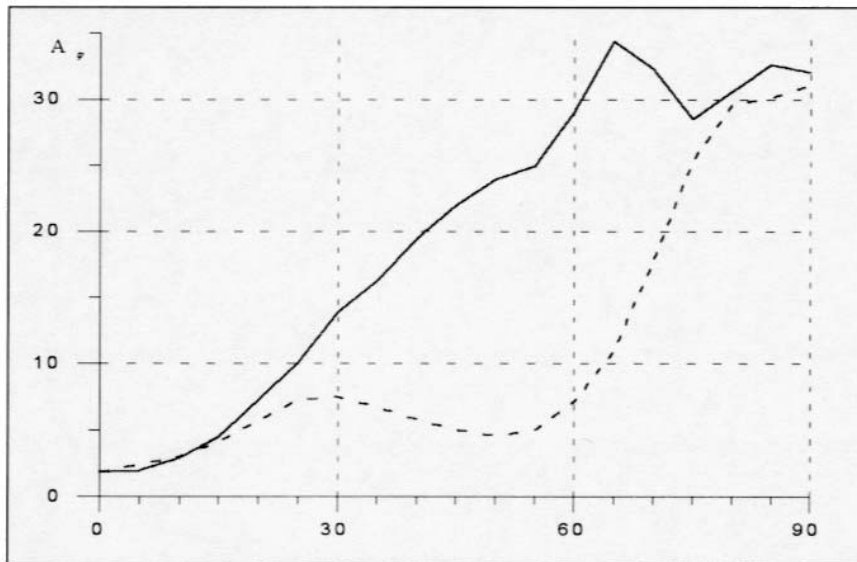
W części pierwszej niniejszej pracy analizujemy czynniki kształtujące zmiany średnich rocznych amplitud temperatury na równoleżnikach

półkuli północnej i południowej. W części drugiej przedstawimy rozkład kontynentalizmu termicznego na obszarach Arktyki i Antarktyki według wzoru A. Ewerta (1972).

Średnie roczne amplitudy temperatury na równoleżnikach

Średnie roczne amplitudy na równoleżnikach obu półkul obliczono na podstawie map w Atlasach Okeanow (1974, 1977, 1980) w Atlasach Antarktyki i Arktiki (1966, 1985); dla Antarktydy wykreślono mapę rocznych amplitud na podstawie obecnie dostępnych danych. Dla kontynentów wykorzystano dane z rosyjskiego Agroklimatycznego Atlasu Świata (1972).

Średnie amplitudy na równoleżnikach co 5° (A_φ) przedstawiono na ryc. 1. Widać, że na półkuli północnej i południowej zmieniają się one inaczej wraz z szerokością geograficzną, co wiąże się z różnym stopniem pokrycia przez ląd obydwu półkul. Interesujące są również zmiany amplitud w wysokich szerokościach geograficznych.



Ryc. 1. Zmiany średnich rocznych amplitud temperatury (A_j) wraz z szerokością geograficzną na półkuli północnej (linia ciągła) i południowej (linia przerywana)

Fig. 1. Changes of mean annual temperature range (A_j) with latitude in the northern and southern hemisphere (continuous and dashed line respectively)

W wielu wzorach kontynentalizmu termicznego, w celu wyeliminowania wpływu szerokości geograficznej na roczną amplitudę, dzieli się jej wartość dla danej stacji przez φ lub $\sin\varphi$. Dlatego interesującą może być korelacja pomiędzy szerokością geograficzną, a przedstawionymi na ryc. 1 średnimi amplitudami. Dla strefy od 65°N do 65°S współczynnik korelacji pomiędzy A_φ a φ jest równy 0,652 (pomiędzy A_φ a $\sin\varphi$ jest równy 0,645), co oznacza, że wariancja została wyjaśniona w tym przypadku zaledwie w 42,5%. Wprawdzie współczynnik korelacji wzrasta, jeśli uwzględnimy również szerokości najwyższe obydwu półkul, to jednak podany wyżej współczynnik korelacji świadczy o tym, że opis zmian A_φ w zależności tylko od szerokości geograficznej jest niewystarczający.

By uzyskać lepszy opis potraktujemy A_φ jako funkcję $\sin\varphi$ i stopnia pokrycia przez ląd (w procentach) strefy o szerokości $10^\circ\varphi$ wokół rozważanego równoleżnika (P). Do opisu wykorzystamy trzy wielomiany Legendre'a:

$$L_1(x) = x, \quad (1)$$

$$L_2(x) = \frac{1}{2} (3x^2 - 1), \quad (2)$$

$$L_3(x) = \frac{1}{2} (5x^3 - 3x), \quad (3)$$

gdzie podstawimy $x = \sin\varphi$ (dalej wielomiany będziemy oznaczać: x_1, x_2, \dots, x_k). Odpowiednie równanie regresji opisujące A_φ w zależności od φ i P ma postać:

$$A_\varphi = a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_kx_k + b_1Px_1 + b_2Px_2 + \dots + b_kPx_k + cP + A_0. \quad (4)$$

Uwzględniając w równaniu (4) tylko pierwszy wielomian otrzymujemy dla strefy od 65°N do 65°S:

$$A_\varphi = 9.678x_1 + 28.983Px_1 + 12.361P - 2.437. \quad (5)$$

W tym przypadku obliczony współczynnik korelacji wielokrotnej jest równy 0,997, a wariancja zostaje wyjaśniona w 99,3 % (tab. 1).

Jednakże jest bardzo charakterystyczne to, że tak dobry wynik uzyskujemy tylko dla strefy 65°N do 65°S, pomijając najwyższe szerokości. Fakt ten ilustrują podane w tabeli 1 wartości współczynników determinacji wielokrotnej. W tabeli tej w pierwszej kolumnie podano strefę szerokości, dla której obliczono parametry równania postaci (4), a w główce podano liczbę uwzględnionych wielomianów Legendre'a.

Obliczając parametry równania postaci (4) pomiędzy równoleżnikami 70°N i 70°S otrzymujemy gorszy wynik niż dla strefy 65°N do 65°S, przy czym wzięcie pod uwagę kolejnych równoleżników w wysokich szerokościach geograficznych powoduje obniżenie poziomu wyjaśnionej wariancji. Sytuacja nie ulega poprawie jeśli bierzemy w równaniu pod uwagę kolejne wielomiany Legendre'a (tab. 1).

Tabela 1 - Table 1

Współczynniki determinacji wielokrotnej (objaśnienia w tekście)

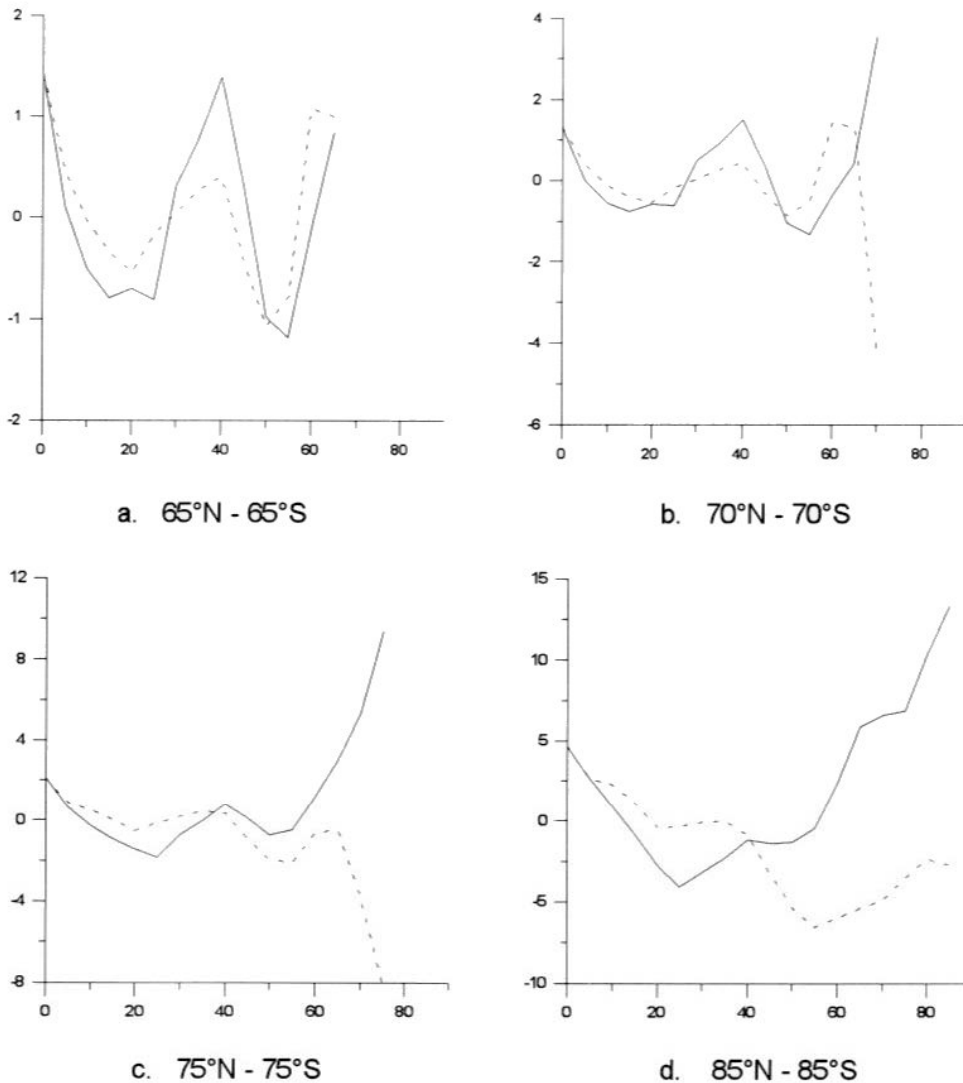
Multiple determination coefficients (explained in the text)

Szerokość geograficzna Latitude zone	Liczba wielomianów Legendre'a Number of Legendre's polynomials			
	φ	1	2	3
65°N - 65°S		0.993	0.994	0.995
70°N - 70°S		0.983	0.983	0.986
75°N - 75°S		0.926	0.939	0.945
80°N - 80°S		0.873	0.917	0.936
85°N - 85°S		0.836	0.907	0.936

Powyższy wynik wskazuje na inny charakter związków w obszarach polarnych pomiędzy rocznymi amplitudami, a szerokością geograficzną i powierzchnią lądu. By zilustrować te relacje przedstawiamy na ryc. 2 różnice pomiędzy rzeczywistymi wartościami A_{φ} , a obliczonymi za pomocą odpowiednich równań regresji (przy czym w równaniach tych pod uwagę weźmiemy tylko pierwszy wielomian Legendre'a).

Jeśli bierzemy pod uwagę strefę od 65°N do 65°S to obserwujemy niewielkie wartości reszt z regresji, których bezwzględne wartości nie przekraczają 1,5°C, ryc. 2a. Ponadto widoczne są bardzo podobne zmiany reszt z regresji na obydwu półkulach, mówiące o pewnych prawidłowościach kształtowania się rocznych amplitud w różnych strefach klimatycznych.

Rozszerzenie rozważanej strefy po równoleżniki 70°N i 70°S powoduje pojawienie się właśnie na tych równoleżnikach dużych reszt, ryc. 2b. Uwzględnienie następnych równoleżników powoduje nie tylko wzrost reszt na równoleżnikach w najwyższych szerokościach geograficznych, lecz również zakłócenie, obserwowanych na ryc. 2a, relacji w skali obydwu półkul (ryc. 2c i 2d).



Ryc. 2. Reszty z regresji według równania postaci (4) opisującego zmiany $A\varphi$ w zależności od φ i P (półkula północna - linia ciągła, półkula południowa - linia przerywana)

Fig. 2. Residuals of regression calculated by formula (4) describing changes of $A\varphi$ in relation to φ and P (northern hemisphere - continuous line, southern hemisphere - dashed line)

Na szerokościach, w których znajduje się lądolód Antarktydy występują ujemne reszty, co wiąże się z tym, że wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza roczne amplitudy maleją. Natomiast w najwyższych szerokościach półkuli północnej reszty są bardzo duże co wiąże się z tym, że ten obszar morza pokryty lodem wykazuje wartości rocznych amplitud zbliżone do obserwowanych nad lądami.

Możemy przyjąć, że obszary polarne obydwu półkul wykazują właściwe tylko im cechy kontynentalizmu, co wynika z ich odmiennych warunków geograficznych. Bardzo charakterystyczne jest to, że odróżniają się one pod względem rozważanych w tej pracy relacji od obszarów położonych w umiarkowanych i niskich szerokościach geograficznych. Wynika to z faktu innej reakcji obszarów pokrytych lodem na nagrzewanie, na tyle odmiennej, że sens pojęcia kontynentalizmu termicznego w wysokich szerokościach geograficznych nie jest tożsamy z kontynentalizmem klimatu z jakim mamy do czynienia w szerokościach umiarkowanych.

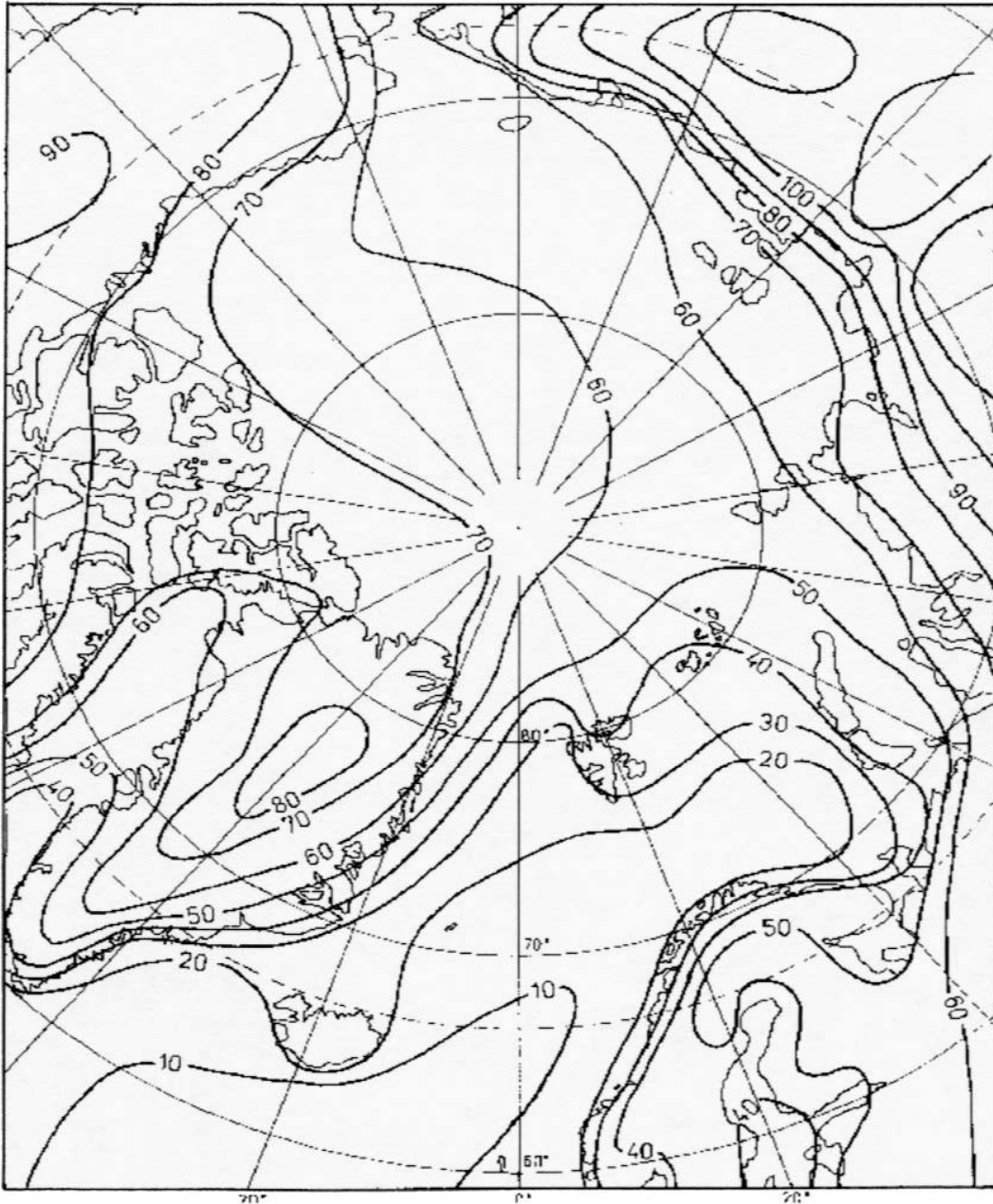
Kontynentalizm termiczny klimatu Arktyki i Antarktyki

Rozkład kontynentalizmu termicznego klimatu w Arktyce i w Antarktyce przedstawiono według wzoru (Ewert, 1972):

$$K = \frac{A - (3.81 \cdot \sin\varphi + 0.1)}{38.39 \cdot \sin\varphi + 7.47} 100 \quad (6)$$

gdzie A oznacza roczną amplitudę w danej stacji.

Wzór ten otrzymano wcześniej korzystając ze związków pomiędzy średnią roczną amplitudą temperatury na równoleżnikach, a szerokością geograficzną i stopniem pokrycia przez ląd odpowiednich stref szerokości geograficznej wokół równoleżników, czyli na podstawie zależności, które w innym ujęciu i na podstawie innych danych zostały przedstawione w części pierwszej. Kontynentalizm według tego wzoru zmienia się od wartości około 0% w warunkach klimatu skrajnie oceanicznego do nieco ponad 140% w warunkach klimatu skrajnie kontynentalnego (Wschodnia Syberia), którego skrajność jest efektem wpływu wklęsłych form terenu potęgujących zjawisko zimowych inwersji. Natomiast izokontynentalna 50% przebiegająca między innymi przez Polskę oznacza równość wpływów lądowych i morskich na klimat. Przy czym we wzorze (6) przy ustalonej wartości φ związek pomiędzy A i K jest liniowy, odmiennie niż we wzorze przedstawionym przez A. Marsza (1996), dlatego na przedstawionej tutaj mapie kontynentalizmu widoczne będą pewne inne cechy niż na analogicznych mapach A. Marsza dla Arktyki i A. Styszyńskiej dla Antarktyki.

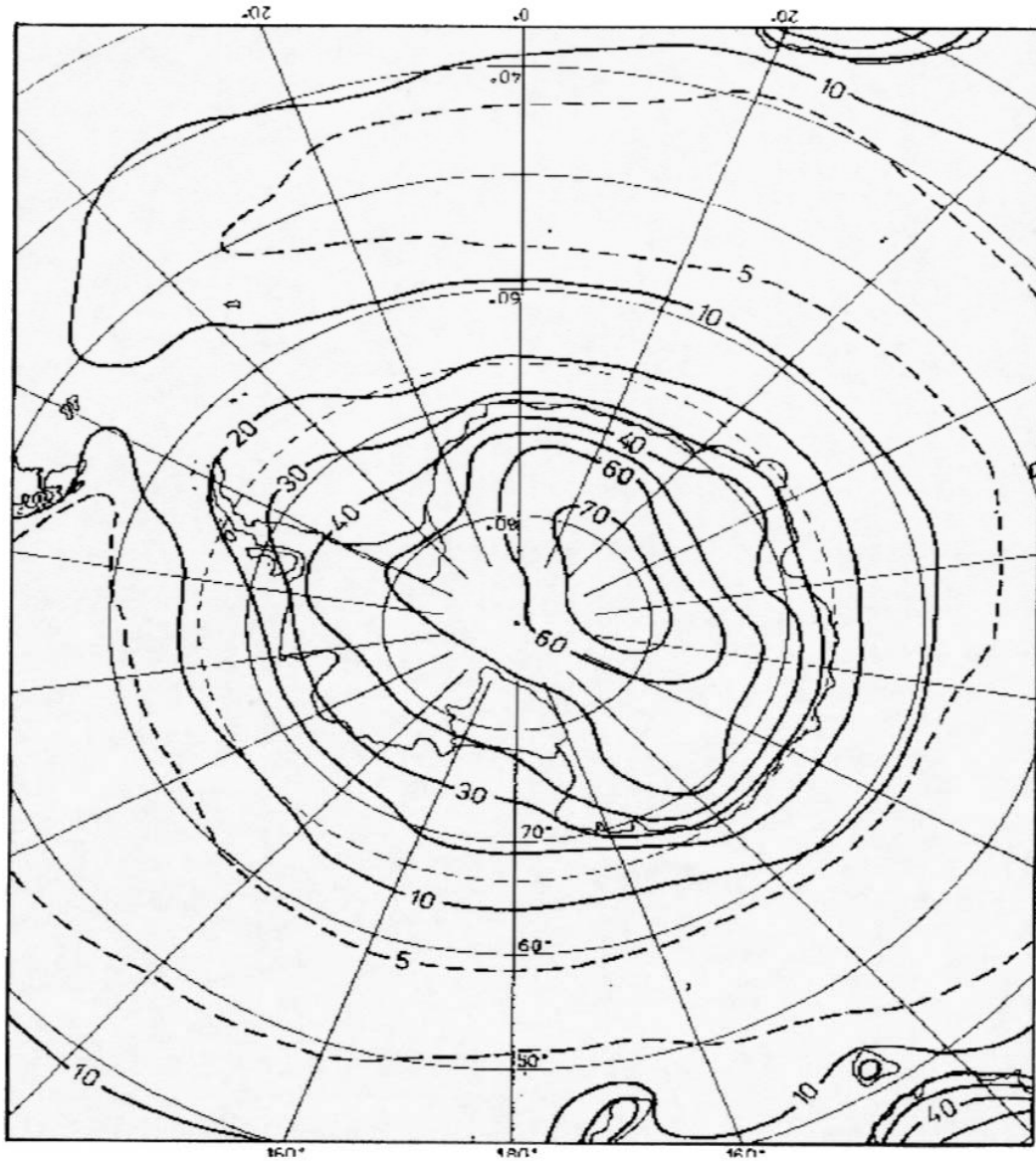


Ryc. 3. Kontynentalizm termiczny klimatu w Arktyce, według wzoru (6)
 Fig. 3. Thermal continentality of climate in Arctica, calculated by formula (6)

W Arktyce (ryc. 3) uwagę zwraca kilka szczególnych cech rozkładu kontynentalizmu:

- wysoki kontynentalizm nad kontynentem Azji ograniczony jest właściwie tylko do tego kontynentu, szczególnie widoczne jest to na wschód od Półwyspu Tajmyr (Wschodnia Syberia), gdzie widoczne jest duże zagęszczenie izokontynental. Ta cecha związana jest z warunkami kształtowania

się bardzo niskich temperatur zimą nad Azją. Jednocześnie zimą na przyległych od północy morzach temperatury w porównaniu z amerykańskim sektorem są względnie wyższe,



Ryc. 4. Kontynentalizm termiczny klimatu w Antarktyce, według wzoru (6)

Fig. 4. Thermal continentality of climate in Antarctica, calculated by formula (6)

- brak tak wyraźnej zmiany kontynentalizmu wzdłuż północnych wybrzeży kontynentu amerykańskiego i Grenlandii. Związane jest to ze stosunkowo niskimi temperaturami zimą nad częścią mórz przyległych do kontynentu od północy i osłonięciem tej części Arktyki,

- nad widoczną na mapie częścią Oceanu Atlantyckiego wartości kontynentalizmu są bardzo niskie i w tym sektorze daleko w głąb Arktyki sięga zatoka niższych wartości kontynentalizmu, sięgająca na północy poza 80. równoleżnik. Przebieg osi tej zatoki wskazuje na główny kierunek adwekcji ciepła. Zatoka ta sięga prawie po Ziemię Północną, a jej przedłużenie stanowi bruzda niższych wartości (poniżej 60%) biegnąca w kierunku Cieśniny Beringa. Ten obszar niższych wartości kontynentalizmu jest dość wyraźnie odgraniczony zagęszczeniami izokontynental wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii, Norwegii i Północnej Europy,

- zwraca uwagę wysoki kontynentalizm wnętrza Grenlandii przekraczający 80%; są to wartości wyższe niż we wnętrzu Antarktydy (ryc. 4).

W Antarktyce godny uwagi jest koncentryczny układ izokontynental:

- w przybliżeniu wokół 50. równoleżnika występuje prawie ciągła strefa najniższych wartości kontynentalizmu na kuli ziemskiej (poniżej 5%),

- wzdłuż 60. równoleżnika (w sektorze pacyficznym wzdłuż 65. równoleżnika) biegnie izokontynental 10%. Dalej ku południowi kontynentalizm stopniowo wzrasta ku wybrzeżom Antarktydy. Przy czym wzrost zagęszczenia izokontynental następuje na wybrzeżach kontynentu, szczególnie wzdłuż wybrzeży Antarktydy Wschodniej,

- rozkład kontynentalizmu we wnętrzu kontynentu jest asymetryczny.

Literatura cytowana:

Agroklimatičeskij Atlas Mira, 1972. Moskva.

Atlas Antarktiki, 1966. T. 1, GUGiK, Moskva.

Atlas Arktiki, 1985. GUGiK, Moskva.

Atlas Okeanov. Atlantičeskij i Indijskij Okeany, 1977. Ministerstvo Oborony SSSR. Morsko-vojennyj Flot. Moskva.

Atlas Okeanov. Severnyj Ledovityj Okean, 1980. Ministerstvo Oborony SSSR. Voenno-morskoj Flot. Moskva.

Atlas Okeanov. Tichij Okean, 1974. Ministerstvo Oborony SSSR. Voenno-morskoj Flot. Moskva.

Ewert A., 1972. O obliczaniu kontynentalizmu termicznego klimatu. Przegl. Geogr., t. 44, z. 2, s.273-288.

Marsz A., 1995. Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współdziałania w systemie ocean - atmosfera - kontynenty (Wyższa Szkoła Morska). Gdynia, ss.110.

Marsz A., 1996. Rozkład wielkości wskaźnika oceanizmu termicznego na obszarze Arktyki. Problemy Klimatologii Polarnej, 5, UMK Toruń, s.11-19.

Styszyńska A., 1988. Kształtowanie się wskaźnika kontynentalizmu termicznego według Gorczyńskiego na obszarze mórz wokółantarktycznych. Zeszyty Naukowe WSM w Gdyni, 17, s.77-89.

Styszyńska A., (w druku). Wskaźnik oceanizmu termicznego na obszarze Antarktyki. Problemy Klimatologii Polarnej, 3, UMK Toruń.

THERMIC CONTINENTALITY OF THE CLIMATE OF THE POLAR REGIONS

S U M M A R Y

In the first part of the article I analyse factors causing observed changes of mean annual temperature range (A_{φ}) for parallels of the northern and southern hemispheres (Fig. 1). Describing changes of A_{φ} in relation to latitude (φ) or $\sin \varphi$ does not produce a satisfactory result (explained variance equals 42,5% and 41,6% respectively). Satisfactory result (93,3% of explained variance, tab. 1) has been obtained describing changes of A_{φ} as a function of $\sin \varphi$ and P (P - percentage of land coverage in a 10° zone around considered parallel). Such a good result has been obtained for latitudes between 65°N and 65°S by means of equations (4 and 1). However, including the highest latitudes of both hemispheres result in a decrease in variance explained by respective regression equations. Moreover, the analysis of residuals of regression produces high positive values for the highest latitudes of the northern hemisphere, but high negative values for the highest latitudes of the southern hemisphere (Fig. 2). This result suggest that different conditions are responsible for the value of A_{φ} in those latitudes.

In the second part, I present geographical distribution of thermic continentality of climate in Arctica (Fig. 3) and Antarctica (Fig. 4) calculated by formula (6), which makes use of the relations between A_{φ} and φ and P, described in the first part.