

## ZMIANY INTENSYWNOŚCI WYŻU SYBERYJSKIEGO I ICH WPŁYW NA TEMPERATURĘ POWIETRZA W ŚRODKOWEJ SYBERII

EWA BEDNORZ, MAGDALENA PACZESNA

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,  
Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu  
ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań

**Abstract:** On the basis of daily data from Baseline Meteorological Data in Siberia, Version 5.0 for 5 stations located in central Siberia changes in the intensity of the Siberian High 1950–2008 and their impact on air temperature were examined. It was found that trends of the air pressure were negative in the centre of the Siberian High in the analysed period, particularly from the 1980s. The decrease in Siberian High intensity was correlated with an increase in temperature in the region. Using the average daily values of sea level pressure for the Asian sector of the Northern Hemisphere (reanalysis data), it was demonstrated that the occurrence of extremes in winter air temperature are strongly dependent on the Siberian High intensity and other macro-scale circulation patterns. Occurrence of the lowest values of temperature is accompanied by a strengthening of the Siberian High and by the negative phase of the Arctic Oscillation, while the highest values of air temperature in winter months are associated with negative pressure anomalies over the Northeastern Asia, which means a weakening of the Siberian High and intensifying of the influx of air masses from the west.

**Keywords:** Siberian High, air temperature, sea level pressure, climate change.

### WSTĘP

Wyż Syberyjski jest najbardziej widocznym obszarem wysokiego ciśnienia w dolnej troposferze na półkuli północnej, w okresie zimowym (Gong, Ho 2002). Wyż ten ma większą intensywność aniżeli trwale systemy ciśnienia w regionach Północnoatlantyckim oraz Północnopacyficznym (Sahsamanoglou i in. 1991). Tworzy się i trwa poprzez radiacyjne ochłodzenia nad ośnieżoną Azją i związane z nim ruchy zstępujące powietrza (Ding, Krishnamurti 1987). Rdzeń układu ogranicza się do dolnej troposfery poniżej 500 hPa (Lydolf 1977; Panagiotopoulos i in. 2005).

Wyż Syberyjski zazwyczaj formuje się w październiku w zagłębieniach kotlin północno-zachodniej Mongolii i południowej Syberii, gdzie nad ośnieżoną częścią kontynentu gromadzą się, wychładzają i osiadają masy powietrza z północy; utrzymuje się do końca kwietnia (Lydolf 1977; Cohen i in. 2001; Panagiotopoulos i in. 2005). Jego centrum z ciśnieniem powyżej 1028 hPa występuje na obszarze 40–65°N, 80–120°E (Sahsamanoglou i in. 1991; Panagiotopoulos i in. 2005; Hasanean i in. 2013) lub 40–60°N i 70–120°E (Gong, Ho 2001).

Wpływ układu antycyklonalnego zaznacza się na całą kontynentalną Azją (Gong, Ho 2002), na zachodzie dociera on do Europy oraz do Azji Mniejszej i Półwyspu Arabskiego. Jego oddziaływanie jest szczególnie wyraźne w górskich dolinach Jany i Indygirki na północnym wschodzie Rosji. Wyż Syberyjski ma też ogromny wpływ na pogodę i klimat w północnej Eurazji, Azji Wschodniej i Południowej (Cohen i in. 2001; Panagiotopoulos i in. 2005). Natężenie Wyżu Syberyjskiego jest podstawowym czynnikiem wpływającym na monsun zimowy w Azji Wschodniej (Chang i in. 2006). Wzmocnienie i rozszerzenie się wyżu w kierunku południowo-wschodnim prowadzi do znacznego obniżenia temperatury, któremu towarzyszą obfite opady śniegu (Boyle, Chen 1987; Zhang i in. 1997).

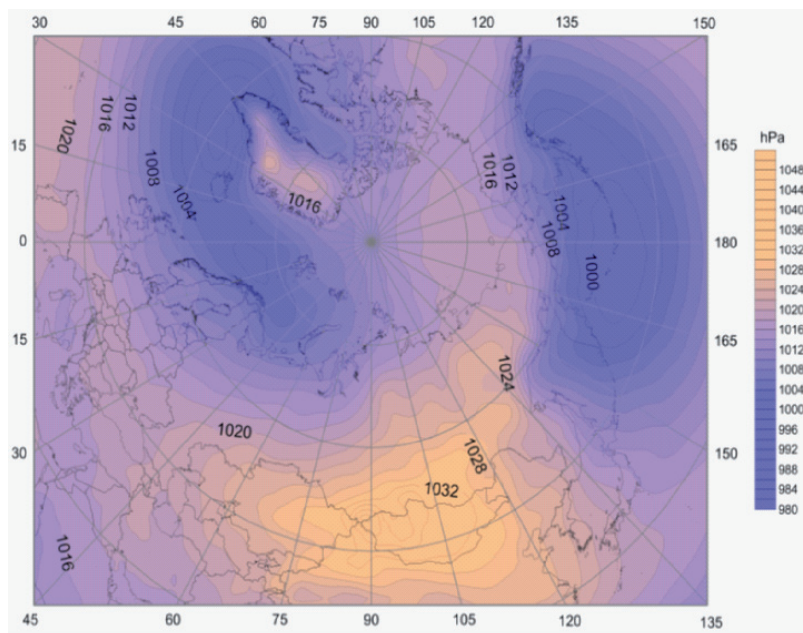
Badania dotyczące zmian ciśnienia w Wyżu Syberyjskim często prowadzą do różnych, niekiedy sprzecznych wniosków (Hasanean i in. 2013). Liczne z nich wykazały znaczne osłabianie się wyżu w latach 1970–1980 i później do bezprecedensowo niskiej wartości indeksu Wyżu Syberyjskiego na początku lat 90. ubiegłego wieku (Gong, Ho 2002; Panagiotopoulos i in. 2005; Sahsamanglou i in. 1991; Jeong i in. 2011). Szczególnie duży spadek intensywności, wynoszący  $-2,5$  hPa na dekadę, zanotowano w latach 1978–2001 (Panagiotopoulos i in. 2005). Według natomiast badań Mokhov i Petukhov (1999) nastąpiło wzmocnienie Wyżu Syberyjskiego od 1960 r. do lat 90. Różnice w podawanych wynikach mogą być związane z rodzajem i jakością wykorzystanych danych (Hasanean i in. 2013). Zauważyć można również, że Wyż Syberyjski odznacza się często nieokresowym zachowaniem, co może wpływać na niespójne wyniki badań zmian jego intensywności (Hasanean i in. 2013).

Zaobserwowany przez wielu badaczy spadkowy trend ciśnienia w Wyżu Syberyjskim, występujący do lat 90. XX w., zatrzymał się i został zastąpiony przez szybki wzrost intensywności w ciągu ostatnich dwóch dekad (Jeong i in. 2011). Ponieważ trend spadkowy został uznany za jeden z prawdopodobnych skutków ocieplenia klimatu, ostatni wzrost pozornie przeczy ciąglemu postępowi tego zjawiska na półkuli północnej. Tendencji wzrostu intensywności Wyżu Syberyjskiego nie można uzasadnić za pomocą klimatycznych modeli cyrkulacji, które prognozują ciągły spadek jego intensywności w XXI w., co ma być związane z przewidywanym zmniejszaniem się zasięgu i trwałości pokrywy śnieżnej nad Eurazją. Jednym z możliwych powodów wzmocnienia Wyżu Syberyjskiego w ostatnich dekadach może być faktyczny wzrost jesiennej pokrywy śnieżnej zanotowany nad Eurazją (Cohen, Jones 2011).

Celem niniejszego opracowania jest analiza zmian intensywności Wyżu Syberyjskiego na podstawie zmian ciśnienia atmosferycznego w jego centrum. Ukazano także wpływ anomalii ciśnienia na występowanie ekstremalnie niskich i ekstremalnie wysokich wartości temperatury. Podjęto również próbę ustalenia powiązań intensywności Wyżu Syberyjskiego z innymi makroskalowymi typami cyrkulacji (Oscylacją Arktyczną oraz Oscylacją Północnoatlantycką).

## DANE ŹRÓDŁOWE I METODY BADAŃ

Wykorzystano codzienne dane dotyczące średniego dobowego ciśnienia na poziomie morza i średniej dobowej temperatury powietrza z pięciu stacji meteorologicznych, które położone są w środkowej Syberii, w rejonie oddziaływania Wyżu Syberyjskiego (ryc. 1).



Ryc. 1. Mapa średniego ciśnienia na poziomie morza w zimie (grudzień–luty) z lokalizacją stacji  
1 – Enisejsk, 2 – Erbogachen, 3 – Kirensk, 4 – Kolpasevo, 5 – Krasnojarsk

Fig. 1. Map of the mean winter (December–February) sea level pressure with location of stations  
1 – Enisejsk, 2 – Erbogachen, 3 – Kirensk, 4 – Kolpasevo, 5 – Krasnojarsk

Dane z lat 1950–2008 pobrano z Baseline Meteorological Data in Siberia (BMDS) Version 5.0 (Yabuki i in. 2011). Informacje dotyczące indeksów miesięcznych (od listopada do marca) NAO oraz AO z lat 1950–2008 pozyskano ze strony internetowej Climate Prediction Center. Do utworzenia map sytuacji synoptycznych w czasie występowania ekstremów temperatury w centrum wyżu posłużono się średnimi dobowymi wartościami ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP), w punktach gridowych siatki geograficznej o rozdzielczości 2,5 x 2,5, które są dostępne w bazach danych National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (Kalnay i in. 1996).

W celu przedstawienia zmian, jakie zachodziły w rejonie Wyżu Syberyjskiego w badanym 59-letnim okresie, zbadano wieloletni przebieg temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego dla sezonu zimowego od listopada do marca i wyznaczono liniowy trend zmian.

Celem zdefiniowania zależności pomiędzy temperaturą powietrza a ciśnieniem na poziomie morza dla każdej stacji obliczono wskaźnik korelacji Pearsona pomiędzy tymi parametrami dla miesięcy od listopada do marca.

Aby zdefiniować zależność pomiędzy temperaturą powietrza w rejonie Wyżu Syberyjskiego a makroskalowymi typami cyrkulacji, obliczono wskaźnik korelacji Pearsona pomiędzy średnimi miesięcznymi wartościami temperatury a indeksami Oscylacji Arktycznej (AO) i Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) dla miesięcy od listopada do marca dla wszystkich stacji meteorologicznych, podobne obliczenia wykonano dla średnich miesięcznych wartości ciśnienia.

W celu scharakteryzowania sytuacji synoptycznych, w jakich dochodzi do wystąpienia ekstremalnych wartości temperatury na obszarze objętym działaniem Wyżu Syberyjskiego, wykreślono mapy anomalii ciśnienia dla dni z ekstremalnymi wartościami temperatury. Za ekstremalne uznano wartości średniej dobowej temperatury poniżej wartości 5 percentyla oraz powyżej wartości 95 percentyla (IPCC, 2001). Anomalie ciśnienia obliczono jako różnice pomiędzy średnim ciśnieniem w dniach z ekstremalną temperaturą a średnim ciśnieniem miesięcy zimowych w każdym punkcie gridowym.

## WYNIKI

### Wieloletnie zmiany temperatury i ciśnienia na poziomie morza

Wyż Syberyjski ma genzę termiczną, czego wynikiem jest silna zależność pomiędzy wartościami temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego w obrębie wyżu. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona obliczony dla poszczególnych stacji jest duży (od  $-0,42$  do  $-0,76$ , istotny statystycznie na poziomie  $0,001$ ) i informuje o ujemnym sprzężeniu (tab. 1). Przy wzroście wartości ciśnienia spada wartość temperatury i odwrotnie. Wyż Syberyjski w dużym stopniu wpływa więc na kształtowanie się temperatury powietrza nad jego centrum, jednocześnie niska temperatura oddziałuje na umocnienie zimowego antycyklonu nad Syberią, co stanowi przykład klimatologicznego sprzężenia zwrotnego.

Wieloletnie zmiany wskazują na wzrost temperatury miesięcy zimowych (listopad–marzec) w badanych 58 sezonach zimowych, jak wynika z nachylenia linii trendu (ryc. 2); zmiany te są istotne statystycznie i wynoszą od  $0,51^{\circ}\text{C}/10$  lat w Kirensku do  $0,78^{\circ}\text{C}/10$  lat w Enisejsku (tab. 2).

Tabela 1. Wskaźnik korelacji Pearsona pomiędzy średnią miesięczną temperaturą powietrza a średnim miesięcznym ciśnieniem na poziomie morza w stacjach meteorologicznych, obliczony dla kolejnych miesięcy od listopada do marca dla lat 1950–2008

Table 1. Pearson's correlation coefficient between mean monthly air temperature and mean monthly sea level air pressure in each meteorological station computed for each month from November to March for years 1950–2008

Stacja Station	Listopad November	Grudzień December	Styczeń January	Luty February	Marzec March
Enisejsk	−0,47	−0,63	−0,62	−0,58	−0,49
Erbogechen	−0,58	−0,55	−0,51	−0,61	−0,68
Kirensk	−0,65	−0,69	−0,71	−0,70	−0,66
Kolpasevo	−0,42	−0,59	−0,54	−0,48	−0,42
Krasnojarsk	−0,62	−0,76	−0,65	−0,66	−0,53

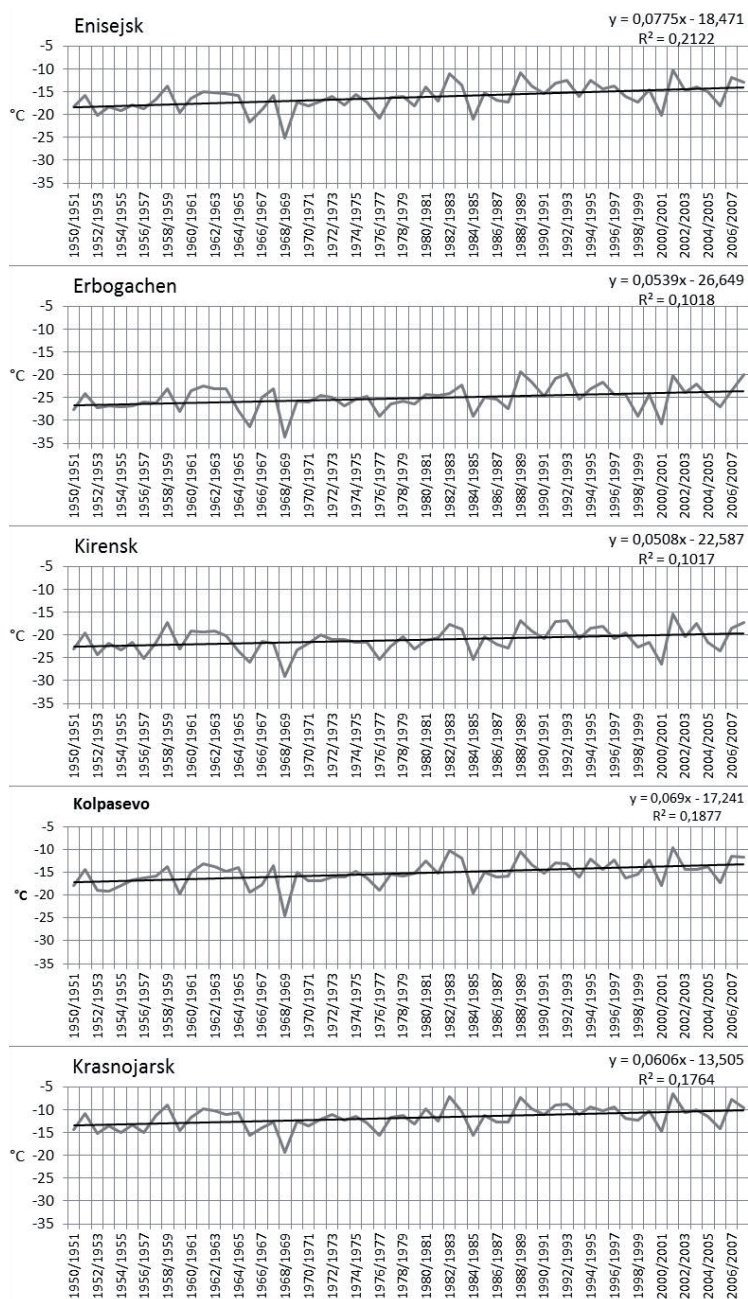
Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie  $p < 0,001$ .

All values statistically significant at  $p < 0.001$ .

Najchłodniejszymi zimami charakteryzował się okres od połowy lat 60. do lat 70. XX w., zwłaszcza zima 1968/1969, kiedy średnia temperatura zimy wyniosła od  $-33,7^{\circ}\text{C}$  w najchłodniejszym Erbogachen do  $-19,2^{\circ}\text{C}$  w najcieplejszym Krasnojarsku. Bardzo zimne były również sezony 1965/1966 i 1976/1977 oraz okres między połową lat 80. a ich końcem (zimy 1985/1986 i 1987/88), a także okres między końcem XX w. i początkiem XXI (zimy 1998/1999 i 2000/2001). Ostatnia bardzo mroźna zima w badanym okresie miała miejsce w połowie pierwszej dekady XXI w. (2005/2006). Cieplesze zimy, których temperatura była wyższa od średnich, występowały częściej od lat 80. XX w. W większości stacji najcieplejsza była zima 2001/2002. W Krasnojarsku średnia temperatura wynosiła w tym sezonie  $-6,4^{\circ}\text{C}$ .

Zmiany średniego ciśnienia na poziomie morza, wyliczonego na podstawie pomiarów w miesiącach zimowych na stacjach meteorologicznych, wykazują trend spadkowy (tab. 2, ryc. 3). Najwyższe wartości ciśnienia w badanych stacjach odnotowano w latach 50., w drugiej połowie lat 60. i 70. XX w., a także w drugiej połowie pierwszej dekady XXI w. Okresy z niskim ciśnieniem wystąpiły pod koniec lat 50. oraz na przełomie lat 70. i 80. (najniższe zimą 1978/1979).

Zmiany ciśnienia atmosferycznego w obrębie Wyżu Syberyjskiego w latach 1950–2008 były istotne statystycznie w trzech z pięciu analizowanych stacji i wynosiły średnio od  $-0,24$  hPa na 10 lat w Enisejsku (nieistotne statystycznie) do  $-0,64$  hPa/10 lat w Kolpasevie (tab. 2).



Ryc. 2. Wieloletnie zmiany średniej zimowej (listopad–marzec) temperatury powietrza z liniami trendu i równaniami

Fig. 2. Multiannual changes in mean winter (November–March) air temperature with trend lines and equations

Tabela 2. Zmiany temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego w podanych stacjach meteorologicznych na dekadę w sezonach zimowych (listopad–marzec) w latach 1950–2008  
 Table 2. Changes in the air temperature and air pressure in given meteorological stations per decade in winter seasons (November–March) of the period 1950–2008

Stacja Station	Temperatura [°C/10 lat] Temperature [°C/10 yr]	Ciśnienie [hPa/10 lat] Pressure [hPa/10 yr]
Enisejsk	<b>0,78</b>	–0,24
Erbogechen	<b>0,54</b>	–0,26
Kirensk	<b>0,51</b>	<b>–0,40</b>
Kolpasevo	<b>0,69</b>	<b>–0,64</b>
Krasnojarsk	<b>0,61</b>	<b>–0,36</b>

Wartości istotne statystycznie na poziomie  $p > 0,05$  zaznaczono pogrubioną czcionką.  
 Values statistically significant at  $p > 0.05$  in bold.

## Zależność temperatury powietrza od cyrkulacji atmosferycznej

### Wpływ makroskalowych typów cyrkulacji na wartości temperatury i ciśnienia w Wyżu Syberyjskim

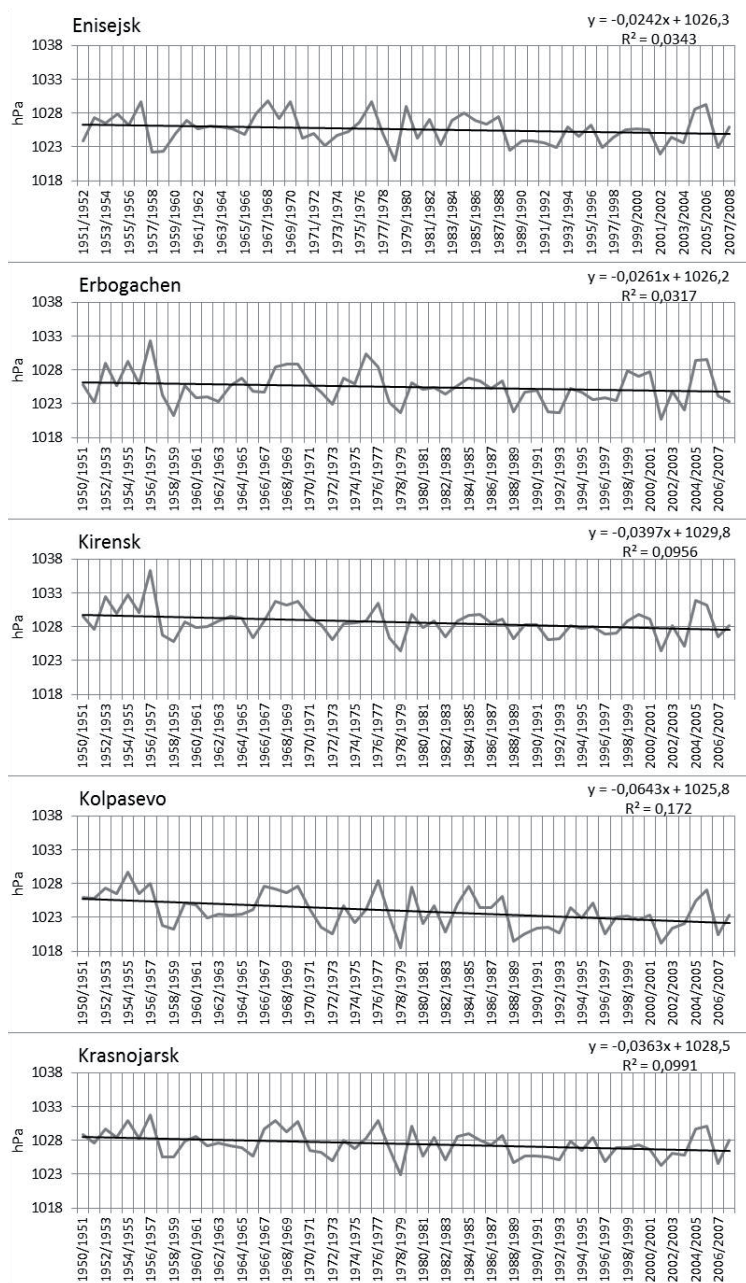
Współczynniki korelacji między średnią miesięczną temperaturą powietrza w Wyżu Syberyjskim a indeksem Oscylacji Arktycznej (AO) są dodatnie (od 0,38 do 0,63) i istotne statystycznie dla wszystkich miesięcy, natomiast współczynniki korelacji między średnim miesięcznym SLP a indeksem AO są w większości ujemne (do –0,53) i istotne statystycznie od grudnia do marca (tab. 3). Pozytywna faza AO i związane z nią nasilenie cyrkulacji zachodniej

Tabela 3. Współczynnik korelacji Pearsona między miesięcznymi indeksami AO a średnimi miesięcznymi wartościami temperatury powietrza ( $t$ ) oraz ciśnienia na poziomie morza ( $p$ ) w badanych stacjach w latach 1950–2008

Table 3. Pearson's correlation coefficient between mean monthly AO indices and mean monthly values of air temperature ( $t$ ) and mean monthly values of sea level air pressure ( $p$ ) in analyzed stations for years 1950–2008

Stacja Station	Listopad November		Grudzień December		Styczeń January		Luty February		Marzec March	
	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$
	Enisejsk	<b>0,48</b>	0,03	<b>0,34</b>	<b>–0,28</b>	<b>0,53</b>	<b>–0,41</b>	<b>0,42</b>	<b>–0,37</b>	<b>0,51</b>
Erbogechen	<b>0,46</b>	–0,11	<b>0,43</b>	<b>–0,27</b>	<b>0,60</b>	<b>–0,35</b>	<b>0,44</b>	<b>–0,39</b>	<b>0,60</b>	<b>–0,51</b>
Kirensk	<b>0,38</b>	–0,04	<b>0,36</b>	–0,21	<b>0,55</b>	<b>–0,36</b>	<b>0,45</b>	<b>–0,35</b>	<b>0,63</b>	<b>–0,40</b>
Kolpasevo	<b>0,47</b>	–0,07	<b>0,31</b>	<b>–0,25</b>	<b>0,46</b>	<b>–0,53</b>	<b>0,39</b>	<b>–0,40</b>	<b>0,43</b>	<b>–0,35</b>
Krasnojarsk	<b>0,42</b>	0,04	<b>0,32</b>	<b>–0,24</b>	<b>0,48</b>	<b>–0,43</b>	<b>0,43</b>	<b>–0,36</b>	<b>0,51</b>	<b>–0,31</b>

Pogrubioną czcionką zaznaczono wartości istotne statystycznie na poziomie  $p > 0,05$ .  
 Values statistically significant at  $p > 0.05$  in bold.



Ryc. 3. Wieloletnie zmiany średniego zimowego (listopad–marzec) ciśnienia na poziomie morza z liniami trendu i równaniami

Fig. 3. Multiannual changes in mean winter (November–March) air pressure measured in meteorological stations reduced to sea level with trend lines and equations



w szerokościach umiarkowanych powoduje osłabienie Wyżu Syberyjskiego i istotny wzrost temperatury powietrza w jego centrum.

Słabszy wpływ na warunki klimatyczne w Azji ma Oscylacja Północnoatlantycka (tab. 4). Wartości współczynnika korelacji między średnią miesięczną temperaturą powietrza w Wyżu Syberyjskim a indeksem NAO są niższe niż z indeksem AO (do 0,37) i istotne statystycznie tylko w lutym i w marcu. Pozytywna faza NAO oznacza wzrost temperatury powietrza w rejonie Wyżu Syberyjskiego.

Tabela 4. Współczynnik korelacji Pearsona między miesięcznymi indeksami NAO a średnimi miesięcznymi wartościami temperatury powietrza ( $t$ ) oraz ciśnienia na poziomie morza ( $p$ ) w analizowanych stacjach w latach 1950–2008

Table 4. Pearson's correlation coefficient between mean monthly NAO indices and mean monthly values of air temperature ( $t$ ) and mean monthly values of sea level air pressure ( $p$ ) in analyzed stations for years 1950–2008

Stacja Station	Listopad November		Grudzień December		Styczeń January		Luty February		Marzec March	
	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$	$t$	$p$
Enisejsk	0,20	0,13	0,13	0,11	0,19	-0,07	<b>0,37</b>	<b>-0,32</b>	<b>0,33</b>	-0,12
Erbogechen	0,20	0,04	0,18	0,08	0,16	-0,10	<b>0,34</b>	<b>-0,30</b>	<b>0,32</b>	-0,21
Kirensk	0,16	0,06	0,16	0,06	0,21	-0,17	<b>0,34</b>	<b>-0,28</b>	<b>0,37</b>	<b>-0,26</b>
Kolpasevo	0,16	0,06	0,20	0,12	0,18	-0,10	<b>0,34</b>	<b>-0,33</b>	<b>0,35</b>	-0,11
Krasnojarsk	0,16	0,11	0,09	0,11	0,14	-0,11	<b>0,36</b>	<b>-0,30</b>	<b>0,31</b>	-0,13

Pogrubioną czcionką zaznaczono wartości istotne statystycznie na poziomie  $p > 0,05$ .

Values statistically significant at  $p > 0.05$  in bold.

Zasięg NAO jest ograniczony i oscylacja ma niewielki wpływ na wartości ciśnienia i temperatury w rejonie Wyżu Syberyjskiego. W lutym, kiedy NAO jest najsilniejsze, współczynnik korelacji jest istotny statystycznie na poziomie około  $-0,3$  zarówno dla temperatury, jak i dla ciśnienia (tab. 4). W marcu przejawia się wpływ NAO na temperaturę (współczynnik korelacji  $> 0,3$  – istotny statystycznie na poziomie  $0,05$ ); korelacja marcowego indeksu NAO ze średnimi wartościami ciśnienia w tym miesiącu jest słabsza i istotna statystycznie tylko w Kirensku.

#### Synoptyczne warunki występowania ekstremalnych wartości temperatury

Na mapie przedstawiającej rozkład średnich wartości ciśnienia na poziomie morza (SLP) w okresie zimowym (listopad–marzec) wyraźnie zaznaczają się dwa ośrodki obniżonego ciśnienia oraz obszar antycyklonalny (ryc. 1). Jeden z ośrodków obniżonego ciśnienia rozciąga się nad obszarem północnego Atlantyku od północno zachodnich krańców Kanady przez Islandię po tereny Nowej Ziemi.

Jego centrum z wartością SLP < 998 hPa znajduje się nad północną częścią Oceanu Atlantyckiego w pobliżu Islandii i Grenlandii. Drugi układ cyklonalny usytuowany jest po przeciwnej stronie półkuli północnej, w podobnych szerokościach geograficznych. Rozciąga się w okolicach Wysp Aleuckich i Wysp Kurylskich z centrum w zachodniej części Aleutów (z ciśnieniem < 1000 hPa).

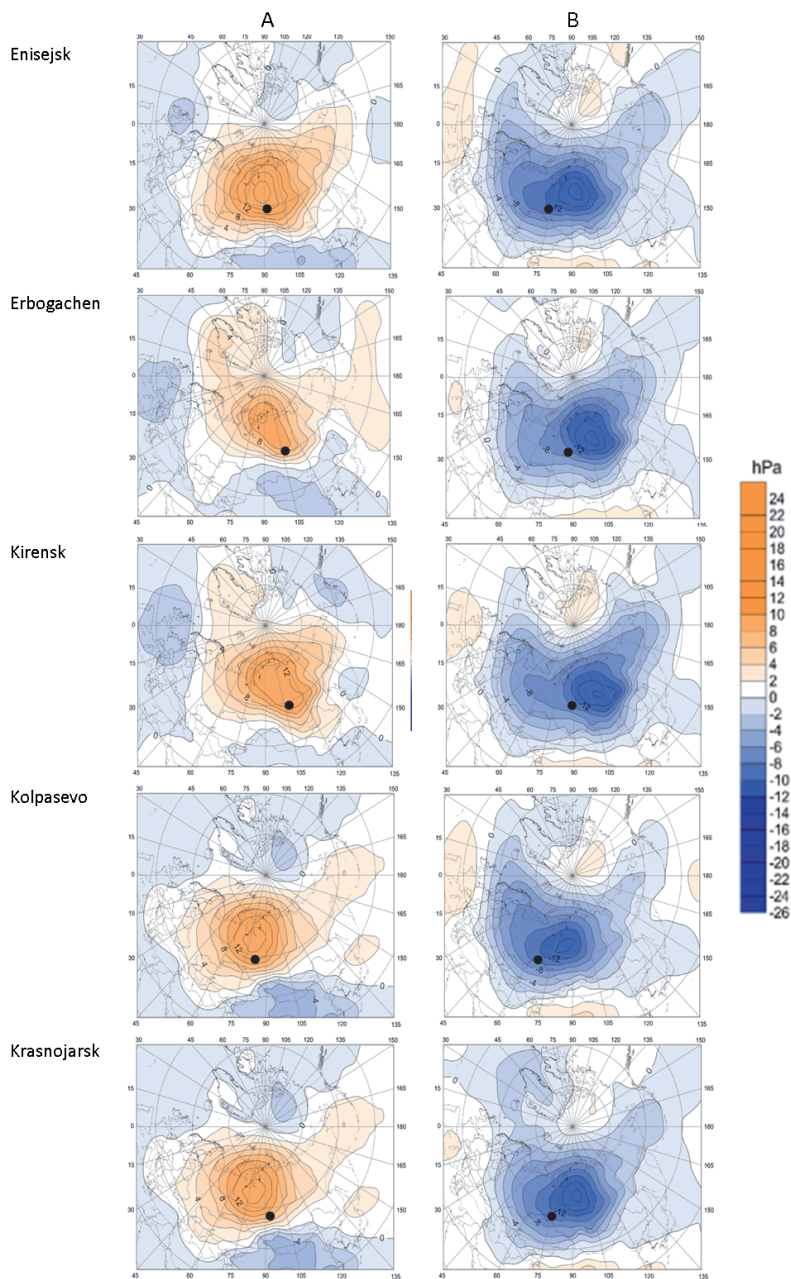
Między dwoma niżami znajduje się strefa podwyższonego ciśnienia nad wschodnią częścią Arktyki, z ciśnieniem w centrum przekraczającym 1020 hPa. Ogromny Wyż Azjatycki rozbudowuje się w tym samym czasie nad obszarem wschodniej Rosji oraz Mongolii i Kazachstanu z ciśnieniem w centrum < 1034 hPa.

Odmienne sytuacje baryczne towarzyszą dodatnim/ujemnym ekstremom temperatury powietrza, których definicja została przedstawiona powyżej (ryc. 4 i tab. 5).

Tabela 5. Wartości 5. i 95. percentyla średniej dobowej temperatury powietrza (°C) w analizowanych stacjach dla okresu zimowego (listopad–marzec) za lata 1950–2008  
Table 5. Values of the 5th and 95th percentile of winter mean daily air temperature (°C) in analyzed stations for winter season (November–March) in the period 1950–2008

Stacja Station	5. percentyl 5th percentile	95. percentyl 95th percentile
Enisejsk	–37,8	–4,9
Erbogechen	–46,6	–12,0
Kirensk	–43,0	–8,5
Kolpasevo	–35,0	–4,8
Krasnojarsk	–31,2	–2,2

Na mapach średnich anomalii SLP dla dni z negatywnymi ekstremami temperatury powietrza, skonstruowanych dla każdej stacji, dodatnie anomalie SLP pojawiają się nad znacznym obszarem północnej i środkowej Azji (ryc. 4A). Centrum dodatnich anomalii SLP z wartościami przekraczającymi 14 hPa lub nawet 16 hPa lokuje się na północ lub północny zachód od analizowanej stacji i tym samym na północ lub północny zachód od średniego położenia Wyżu Syberyjskiego (ryc. 1). Oznacza to, że w dniach z negatywnymi ekstremami temperatury w środkowej Syberii zimowy Wyż Syberyjski jest silniejszy niż zazwyczaj i przesunięty na północ. Interpretacja map anomalii jest podobna do interpretacji tradycyjnych map ciśnienia z kierunkiem cyrkulacji powietrza zgodnym z ruchem wskazówek zegara wokół centrów antycyklonalnych (pozytywnych anomalii SLP) i odwrotnym do ruchu wskazówek zegara w centrach cyklonalnych (negatywnych anomalii SLP) (Birkeland, Mock 1996). Opisany rozkład anomalii SLP w czasie dni z negatywnymi ekstremami temperatury powietrza oznacza więc silniejszy niż zazwyczaj transport mas powietrza z Arktyki oraz antycyklonalne warunki sprzyjające wychładzaniu powietrza nad kontynentem.



Ryc. 4. Średnie anomalie ciśnienia na poziomie morza dla negatywnych (A) i pozytywnych (B) ekstremów temperatury powietrza dla wybranych stacji (położenie stacji zaznaczono kropką)

Fig. 4. Mean anomalies of sea level pressure for negative (A) and positive (B) air temperature anomalies for chosen stations (location of stations marked with a black dot)

Jednocześnie cyklony szerokości umiarkowanych są słabsze niż zazwyczaj i nie wpływają na pogodę w środkowej Azji.

Na mapach anomalii SLP dla dni z pozytywnymi ekstremami temperatury powietrza Wyż Syberyjski jest znacznie słabszy niż zazwyczaj i zepchnięty na południe przez układy obniżonego ciśnienia ulokowane nad kontynentem (ryc. 4B). Strefa obniżonego ciśnienia rozciąga się równoleżnikowo od Niżu Islandzkiego do Niżu Aleuckiego. Ujemne anomalie SLP nad środkową Syberią przekraczają  $-14$  hPa. Taki rozkład pola barycznego oznacza silniejszy niż zazwyczaj zachodni przepływ mas powietrza nad Syberią i transport stosunkowo ciepłych mas powietrza pochodzenia atlantyckiego. W każdym wypadku analizowana stacja ulokowana jest w ciepłym – południowym sektorze układu cyklonalnego.

## PODSUMOWANIE

Wyż Syberyjski jest największym układem antycyklonalnym na półkuli północnej w okresie zimowym, powiązany z innymi dużymi systemami cyrkulacyjnymi. Jednym z nich jest Oscylacja Arktyczna (AO), którą określają anomalie ciśnienia nad Arktyką i całą półkulą północną. Z przeprowadzonych badań dotyczących powiązania Oscylacji Arktycznej z Wyżem Syberyjskim wynika, że wartości ciśnienia na poziomie morza w centrum Wyżu Syberyjskiego są ujemnie skorelowane z indeksem AO. Oznacza to, iż w pozytywnej fazie AO następuje osłabienie Wyżu Syberyjskiego, z kolei umocniony antycyklon nad Azją współwystępuje z ujemną fazą AO. Zmianom tym towarzyszy odpowiednio wzrost (pozytywna faza AO) lub spadek (negatywna faza AO) temperatury. Słabsza zależność występuje pomiędzy warunkami pogodowymi na Syberii a Oscylacją Północnoatlantycką. Otrzymane rezultaty potwierdzają powiązanie Wyżu Syberyjskiego z Oscylacją Arktyczną. Jeong i in. (2011) stwierdzili ujemne sprzężenie zwrotne pomiędzy indeksami tych systemów cyrkulacji na poziomie  $-0,37$  w latach 1950–2004. Dominująca pozytywna faza AO w drugiej połowie XX w. może tłumaczyć podwyższenie temperatury powietrza na półkuli północnej. Jednak według Overlanda i Wanga (2005) od połowy lat 90. XX w. AO pozostaje w fazie obojętnej lub negatywnej, co może przyczyniać się do obniżenia temperatury zim na półkuli północnej.

Ekstremalnie niskie temperatury powietrza towarzyszyły silnemu i rozległemu Wyżowi Syberyjskiemu oraz negatywnej fazie AO. Taka sytuacja baryczna powoduje osłabienie strefowego przepływu mas powietrza i większą wymianę południkową. Wyż nad Azją ma genezę termiczną i jednocześnie sprzyja wychładzaniu kontynentu w zimie – występuje sprzężenie zwrotne pomiędzy wartościami temperatury i ciśnienia. Stosunkowo ciepłe zimy notowano na Syberii, kiedy zwiększała się aktywność cyklonalna nad badanym obszarem, a Wyż

Syberyjski był słabszy i przesunięty na południe. Takie warunki oznaczają silniejszy niż zazwyczaj zachodni przepływ mas powietrza nad Syberią i transport stosunkowo ciepłych mas powietrza pochodzenia atlantyckiego.

Z analizy przebiegu temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego w okresie zimowym w środkowej Syberii wynika, iż wzrost temperatury i spadek ciśnienia obserwowane są od początku badanego okresu. Wcześniejsze badania wskazują na osłabianie się intensywności Wyżu Syberyjskiego, szczególnie od lat 70. XX w. Spadek ciśnienia w latach 1978–2001 osiągnął  $-2,5$  hPa/10 lat (Pantagiotopoulos i in. 2005). Jeong i in. (2011) zaobserwowali szybki wzrost intensywności Wyżu Syberyjskiego w ciągu ostatnich dwóch dekad. Wyniki niniejszego opracowania nie pozwalają na potwierdzenie tej tezy. Przebieg temperatury i ciśnienia w okresie zimowym wskazują na stopniowe zmniejszanie się intensywności Wyżu Syberyjskiego do roku 2008.

Praca finansowana z grantu Narodowego Centrum Nauki numer 2011/01/B/ST10/01923.

## LITERATURA

- Birkeland K.W., Mock C.J., 1996: *Atmospheric circulation patterns associated with heavy snow-fall events, Bridger Bowl, Montana, U.S.A.*, Mountain Res. and Development 16, 281–286.
- Boyle J.S., Chen T.J., 1987: *Synoptic aspects of the wintertime east Asian monsoon*. [W:] *Monsoon Meteorology*, Wyd. C.P. Chang and T.N. Krishnamurthy, Oxford Univ. Press. Oxford U.K., 125–160.
- Chang C.-P., Wang Z., Hendon H., 2006: *The Asian winter monsoon*. [W:] *The Asian Monsoon*, Wyd. B. Wang, Springer Praxis, New York, 89–127.
- Cohen J., Jones J., 2011: *A new index for more accurate winter predictions*, Geophys. Res. Letters 38, L21701.
- Cohen J., Saito K., Entekhabi D., 2001: *The role of the Siberian High in Northern Hemisphere climate variability*, Geophys. Res. Letters 28, 299–302.
- Ding Y., Krishnamurti T., 1987: *Heat budget of the Siberian High and the winter monsoon*, Monthly Weather Rev. 115, 2428–2449.
- Gong D.Y., Ho C.H., 2002: *Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia*, Theoretical and Applied Clim. 72, 1–9.
- Hasanean H.M., Almazroui M., Jones P.D., Alamoudi A.A., 2013: *Siberian High variability and its teleconnections with tropical circulations and surface air temperature over Saudi Arabia*, Climate Dynamics 41, 2003–2018.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001, The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I of the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York.
- Jeong J.-H., Ou T., Linderholm H.W., Kim B.-M., Kim S.-J., Kug J.-S., Chen D., 2011: *Recent recovery of the Siberian High intensity*. Journ. of Geophys. Res. 116, D23102.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Roy J., Dennis J., 1996: *The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project*, Bull. of the American Meteor. Soc. 77, 437–471.

- Lydolf P.E., 1977: *Climates of the Soviet Union*, Elsevier, Amsterdam, 443.
- Mokhov I.I., Petukhov V.K., 1999: *Atmospheric centers of action and tendencies of their change*, Izv. Academic Science USSR, Atmospheric and Oceanic Phys. 36, 292–299.
- Overland J.E., Wang M., 2005: *The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation*, Geophys. Res. Letters 32, L06701.
- Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D.B., 2005: *Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action*, Journ. of Climate 18, 1411–1422.
- Sahsamanoglou H., Makrogiannis T.J., Kallimopoulos P.P., 1991: *Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone*, Internat. Journ. of Clim. 11, 827–839.
- Yabuki H., Park H., Kawamoto H., Suzuki R., Razuvaev V.N., Bulygina O.N., Ohata T., 2011: *Baseline Meteorological Data in Siberia (BMDS) Version 5.0*, RIGC, JAMSTEC, Yokosuka, Japan, distributed by CrDAP, Digital media.
- Zhang Y., Sperber K.R., Boyle J.S., 1997: *Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon. Results from the 1979–95 NCEP/NCAR reanalysis*, Monthly Weather Rev. 125, 2605–2619.