

AMPLITUDA DOBOWA TEMPERATURY POWIETRZA NA ANTARKTYDZIE

Marek Kejna

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika
ul. Danielewskiego 6, 87–100 Toruń
makej@geo.uni.torun.pl

1. Wstęp

Amplituda dobową temperatury powietrza (A_D) jest syntetycznym wskaźnikiem stanu atmosfery i zachodzących w niej procesów. A_D definiuje się jako różnicę między maksimum a minimum dobowym temperatury powietrza. Wielkość A_D zmienia się w ciągu roku w zależności od składowych bilansu radiacyjnego i cieplnego oraz pod wpływem czynników aperiodycznych związanych z właściwościami podłoża i procesami zachodzącymi w atmosferze, w tym adwekcyjnymi zmianami temperatury powietrza.

Szczególne warunki kształtowania A_D występują w regionach polarnych. Na Antarktydzie na wielkość A_D wpływają zarówno czynniki insolacyjno-radiacyjne, jak i cyrkulacja atmosferyczna. Ze względu na polarne położenie tego kontynentu oraz śnieżno-lodowcowe podłoże, na Antarktydzie występuje ujemny bilans radiacyjny (Radionov 2002). W czasie dnia polarnego ilość energii słonecznej docierającej do podłoża zmienia się w zależności od wysokości Słońca nad horyzontem. Bardziej kontrastowe warunki występują w okresach przejściowych między dniem i nocą polarną. Natomiast w czasie nocy polarnej przebieg temperatury jest determinowany przez bilans promieniowania długofalowego oraz przez czynniki cyrkulacyjne.

Cyrkulacja atmosfery w rejonie Antarktydy jest kształtowana przez rozległy antycyklon zalegający nad wnętrzem kontynentu oraz przez cyklony powstające nad wodami Oceanu Południowego w obrębie wokółantarktycznej bruzdy niskiego ciśnienia (Schwerdtfeger 1984, King i Turner 1997). Adwekcja mroźnych mas powietrza z wnętrza kontynentu (wiatry katabatyczne) oraz cieplejszych mas powietrza z północy (cyklony szerokości umiarkowanych) w istotny sposób wpływa na przebieg dobowy temperatury powietrza oraz wielkość A_D (Donina 1980).

Zagadnienie przebiegu dobowego temperatury powietrza oraz A_D na Antarktydzie było przedmiotem niewielu prac: np. Rubinštejn 1958, Cigelnickij 1969, Donina 1980, Wójcik i in. 1989, Jones 1995, Kejna 1998, 1999, 2002, Marsz i Styszyńska 2000. Dlatego też celem niniejszego opracowania jest analiza rozkładu przestrzennego A_D na Antarktydzie, jej zmienności w ciągu roku oraz zmian i trendu w drugiej połowie XX wieku.

2. Metodyka opracowania

W opracowaniu wykorzystano dane z 23 stacji antarktycznych (tab. 1) obejmujące średnie miesięczne wartości maksimów i minimów dobowych temperatury powietrza. Na ich podstawie obliczono średnie miesięczne i roczne wartości A_D . Dane wyjściowe są dostępne na stronach internetowych British Antarctic Survey, University of East England, Cooperative Research Centre for Antarctica and the Southern Ocean, Australian Antarctic Division oraz innych instytucji prowadzących badania w Antarktyce. Dane ze stacji rosyjskich autor zebrał w Instytucie Badawczym Arktyki i Antarktyki (AANII) w Sankt Petersburgu.

Tabela 1 – Table 1

Stacje antarktyczne wykorzystane w opracowaniu
Antarctic station used in this study

| Stacja Station | Szerokość geogr. S Latitude S | Długość geogr. Longitude | Wysokość m n.p.m. Elevation (m) | Okres Period |
|-------------------|-------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|
| Amundsen-Scott | 90.0 | | 2800 | 1957–2000 |
| Arctowski | 62.1 | 058.5°W | 2 | 1977–2000 |
| Bellingshausen | 62.2 | 058.9°W | 16 | 1968–1999 |
| Byrd | 80.0 | 120.0°W | 1530 | 1957–1975 |
| Casey | 66.3 | 110.5°E | 41 | 1960–2000 |
| Davis | 68.6 | 078.0°E | 13 | 1957–64, 1969–99 |
| Dumont d'Urville | 66.7 | 140.0°E | 43 | 1950–57, 1969–99 |
| Esperanza | 63.4 | 057.0°W | 13 | 1961–1997 |
| Faraday | 65.4 | 064.4°W | 11 | 1947–1994 |
| Halley | 75.5 | 026.4°W | 39 | 1962–2000 |
| Leningradskaja | 69.5 | 159.4°E | 295 | 1973–1989 |
| Marambio | 64.2 | 056.7°W | 198 | 1971–90, 1995–99 |
| Mawson | 67.6 | 062.9°E | 16 | 1954–2000 |
| McMurdo | 77.9 | 166.7°E | 24 | 1956–1987 |
| Mirnyj | 66.5 | 093.0°E | 30 | 1956–1992 |
| Mołodiożnaja | 67.7 | 045.9°E | 40 | 1963–1992 |
| Neumayer | 70.7 | 008.4°W | 50 | 1982–2000 |
| Nowolazarijewska | 70.8 | 011.8°E | 99 | 1961–91, 97–99 |
| Orcadas | 60.7 | 044.7°W | 6 | 1903–56, 1961–90, 1995–99 |
| Rothera | 67.5 | 068.1°W | 16 | 1977–2000 |
| SANAE | 70.3 | 002.4°W | 52 | 1962–1992 |
| Scott | 77.9 | 166.7°E | 14 | 1957–1998 |
| Signy | 60.7 | 045.6°W | 6 | 1981–1993 |
| Syowa | 69.0 | 039.6°E | 21 | 1957–62, 1966–99 |
| Wostok | 78.5 | 106.9°E | 3488 | 1958–61, 1963–92, 1997 |

W analizie uwzględniono stacje posiadające wieloletnie ciągi danych. Jedynie na mapkach prezentujących rozkład przestrzenny A_D uwzględniono dane ze stacji położonych w miejscach o rzadkiej sieci obserwacyjnej (np. Plateau Station, Little America, Hallet, Larsen Ice). Niewielkie braki uzupełniono na podstawie zależności korelacyjnej pomiędzy maksimami i minimami dobowymi a średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza.

3. Rozkład przestrzenny amplitud dobowych temperatury powietrza

Na Antarktydzie średnia roczna A_D temperatury powietrza wykazuje znaczne zróżnicowanie przestrzenne (ryc. 1). Najmniejsze wartości A_D występują na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycz-

nego (Bellingshausen 3.8°C, Arctowski 4.9°C i Faraday 5.4°C). Równie małe A_D notowane są na wyspach subantarktycznych, np. Orcadas i Signy po 5.8°C (tab. 2). Niewielkie wartości A_D w tym rejonie są związane z silnymi wpływami oceanicznymi (Styszyńska 1996) i przeważającą adwekcją z zachodu przynoszącą masy powietrza o termice charakterystycznej dla powierzchniowych wód Oceanu Południowego (Kejna 1999). Półwysep Antarktyczny jest barierą orograficzną dla cyklonów przemieszczających się wokół Antarktydy (Schwerdtfeger 1984). Strefy frontów atmosferycznych związane z tymi cyklonami przynoszą wzrost zachmurzenia, które wpływa poprzez czynniki radiacyjne na temperaturę powietrza (Lubin 1998). Przebiegi dobowe temperatury powietrza w tym rejonie są bardzo nieregularne i stanowią części większych cykli pogodowych (Wójcik i in. 1989, Kejna 1998, 1999, Marsz i Styszyńska 2000).

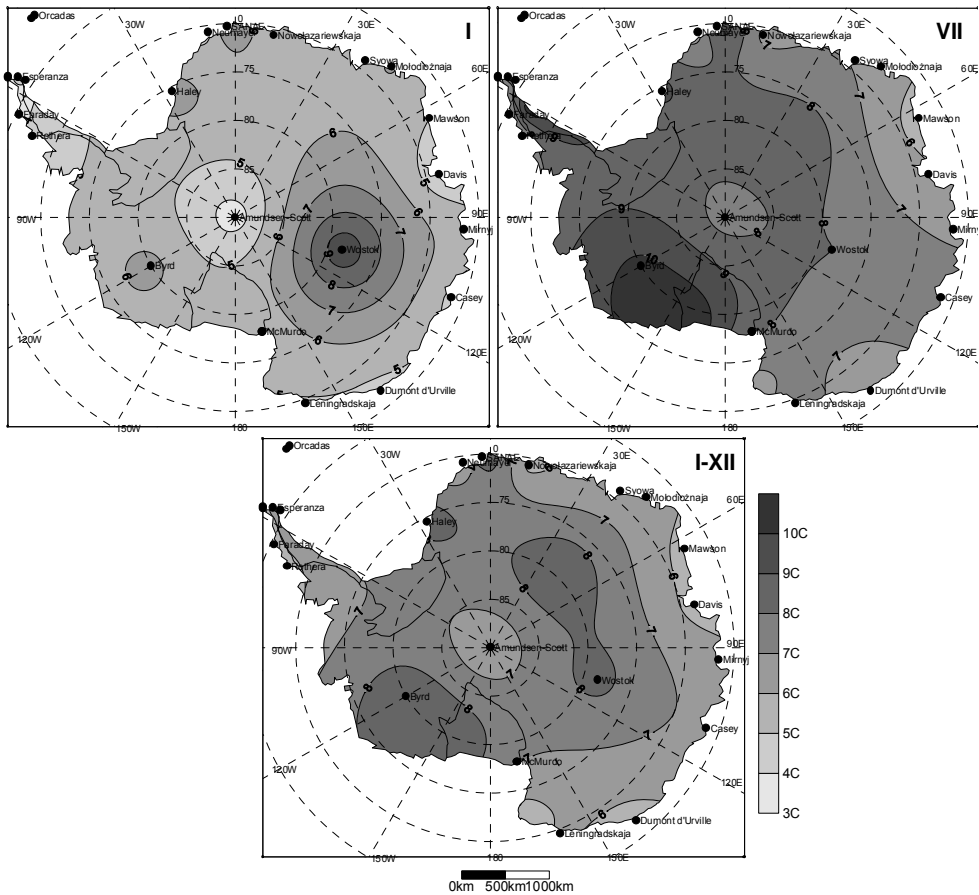
Tabela 2 – Table 2

Amplitudy dobowe temperatury powietrza na stacjach antarktycznych
Diurnal air temperature range (DTR) at the Antarctic stations

| Stacja – Station | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | I–XII |
|------------------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Amundsen-Scott | 3.4 | 4.7 | 6.6 | 7.2 | 7.9 | 7.8 | 7.5 | 7.6 | 7.6 | 5.5 | 3.5 | 2.8 | 6.0 |
| Arctowski | 3.7 | 3.7 | 4.2 | 4.7 | 5.3 | 6.1 | 7.0 | 6.4 | 5.9 | 4.9 | 3.9 | 3.3 | 4.9 |
| Bellingshausen | 2.8 | 3.1 | 3.1 | 3.6 | 3.9 | 4.6 | 5.7 | 5.5 | 5.6 | 4.3 | 3.3 | 3.1 | 3.8 |
| Byrd | 6.3 | 7.7 | 8.7 | 9.8 | 10.1 | 10.1 | 10.3 | 10.0 | 9.7 | 9.8 | 7.6 | 6.1 | 8.8 |
| Casey | 4.8 | 5.0 | 5.9 | 7.2 | 7.2 | 7.8 | 8.0 | 7.7 | 7.8 | 7.5 | 6.9 | 5.4 | 6.8 |
| Davis | 4.2 | 4.1 | 5.2 | 5.7 | 6.2 | 6.2 | 6.1 | 6.4 | 7.0 | 6.3 | 5.2 | 4.5 | 5.6 |
| Dumont d'Urville | 4.7 | 5.2 | 5.4 | 5.2 | 5.4 | 5.6 | 5.9 | 6.0 | 5.9 | 6.4 | 6.3 | 5.3 | 5.6 |
| Esperanza | 4.8 | 5.4 | 6.5 | 7.9 | 7.7 | 8.4 | 8.5 | 8.6 | 8.4 | 7.3 | 5.9 | 5.2 | 7.1 |
| Faraday | 3.9 | 3.7 | 3.6 | 4.0 | 4.6 | 5.5 | 6.9 | 7.9 | 7.7 | 6.8 | 5.4 | 4.3 | 5.4 |
| Halley | 6.4 | 8.1 | 9.1 | 9.1 | 9.7 | 9.6 | 9.4 | 9.6 | 9.6 | 9.4 | 8.0 | 6.3 | 8.7 |
| Leningradskaja | 4.9 | 4.8 | 5.2 | 5.3 | 6.4 | 7.0 | 7.7 | 7.7 | 6.8 | 6.4 | 5.8 | 5.2 | 6.1 |
| Marambio | 4.0 | 4.7 | 6.9 | 8.3 | 7.4 | 7.9 | 8.2 | 8.4 | 8.4 | 7.4 | 5.3 | 4.2 | 6.7 |
| Mawson | 5.0 | 5.7 | 5.8 | 5.2 | 5.4 | 5.5 | 5.5 | 5.7 | 6.0 | 6.3 | 6.0 | 5.3 | 5.6 |
| McMurdo | 5.2 | 5.3 | 6.5 | 7.4 | 7.7 | 8.0 | 8.3 | 8.8 | 8.5 | 7.7 | 6.1 | 5.1 | 7.0 |
| Mirnyj | 5.5 | 6.5 | 6.3 | 5.9 | 6.4 | 6.2 | 6.7 | 6.3 | 6.6 | 7.2 | 6.8 | 6.0 | 6.3 |
| Młodzieżowa | 6.1 | 6.2 | 6.1 | 5.9 | 6.0 | 6.3 | 6.6 | 7.2 | 7.2 | 7.2 | 7.0 | 6.4 | 6.5 |
| Neumayer | 4.5 | 5.6 | 5.7 | 5.7 | 6.0 | 6.3 | 6.2 | 6.2 | 6.1 | 6.5 | 5.2 | 5.0 | 5.8 |
| Nowożarijewskaja | 5.1 | 4.9 | 5.0 | 5.7 | 6.1 | 6.4 | 6.7 | 7.1 | 7.0 | 6.4 | 5.6 | 4.8 | 5.8 |
| Orcadas | 3.3 | 3.5 | 3.8 | 4.8 | 6.7 | 8.1 | 9.1 | 8.7 | 7.5 | 5.8 | 4.3 | 3.5 | 5.8 |
| Rothera | 4.2 | 3.8 | 3.6 | 4.1 | 4.6 | 6.2 | 7.2 | 7.7 | 7.3 | 6.6 | 4.9 | 4.0 | 5.3 |
| SANAE | 7.2 | 8.9 | 8.6 | 9.4 | 9.0 | 9.5 | 10.0 | 9.9 | 10.1 | 9.8 | 9.3 | 8.0 | 9.1 |
| Scott | 6.9 | 7.2 | 9.2 | 10.8 | 11.7 | 12.0 | 12.5 | 13.4 | 12.4 | 10.9 | 8.6 | 6.8 | 10.2 |
| Signy | 4.6 | 4.3 | 4.0 | 4.7 | 5.9 | 8.0 | 8.6 | 8.9 | 6.6 | 5.5 | 4.1 | 3.9 | 5.8 |
| Syowa | 5.7 | 5.2 | 5.1 | 5.5 | 6.2 | 6.4 | 6.9 | 7.5 | 7.5 | 6.9 | 6.6 | 6.1 | 6.3 |
| Wostok | 10.0 | 11.4 | 8.3 | 6.3 | 7.0 | 7.8 | 8.0 | 7.6 | 8.6 | 11.9 | 11.8 | 10.2 | 8.3 |

Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy średnie A_D temperatury powietrza sięgają 6–7°C, jedynie na stacjach położonych w wyższych szerokościach geograficznych A_D są większe, np. Halley (8.7°C) lub Scott (10.2°C). Wielkość A_D na wybrzeżu Antarktydy zależy od warunków pogodowych, a szczególnie od zachmurzenia (Cigelnickij 1969). Ponadto zimne wiatry katabatyczne docierające do wybrzeża powodują

znaczne ochłodzenie i wzrost A_D , np. na stacji Dumont d'Urville, na Ziemi Adeli (King i Turner 1997). Nasilenie wiatrów katabatycznych może doprowadzić do znacznych zaburzeń w przebiegu dobowym temperatury powietrza (Rubinstein 1958). We wnętrzu Antarktydy największe A_D występują w najwyższych partiach lodowcowego plateau (Byrd 8.8°C i Wostok 8.3°C), wyraźnie zmniejszając się na biegunie południowym (Amundsen-Scott 6.0°C).



Ryc. 1. Amplitudy dobowe temperatury powietrza w styczniu (I), lipcu (VII) i roku (I-XII) na Antarktydzie

Fig. 1. Diurnal air temperature range (DTR) in January (I), July (VII) and year (I-XII) on Antarctica

W okresie letnim (styczeń) największe A_D występują w centralnych rejonach Antarktydy Wschodniej (Wostok 10.0°C) oraz Antarktydy Zachodniej (Byrd 6.3°C) – ryc. 1. Jedynie na biegunie południowym warunki termiczne w ciągu doby są bardziej stabilne (Amundsen-Scott w grudniu 2.8°C). Na wybrzeżu kontynentu A_D są mniejsze, szczególnie tam, gdzie przyległe morza są wolne od lodu, np. po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego (Bellingshausen 2.8°C, Faraday 3.9°C) oraz na wyspach subantarktycznych (Orcadas 3.3°C). Niewielkie A_D są związane ze stabilizującym oddziaływaniem wód oceanicznych, w efekcie temperatura powietrza charakteryzuje się małą zmiennością z dnia na dzień (Stark 1994).

Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy A_D są zróżnicowane od 4.2°C (Davis 4.2°C) do $6-7^{\circ}\text{C}$ w basenie permanentnie zlodzonego M. Weddella (Halley 6.4°C , SANAE 7.2°C).

W okresie zimowym (lipiec) A_D dobowe temperatury są na większości obszaru kontynentu wyższe niż latem. Jedynie w najwyższych partiach Antarktydy Wschodniej A_D ulegają zmniejszeniu (Wostok 8.0°C). Najwyższe A_D występują na Antarktydzie Zachodniej, a zwłaszcza na Ziemi Marii Byrd (Byrd 10.3°C), gdzie częściej wkraczą cyklony przynoszące znaczne ocieplenia (King i Turner 1997). Cyklony te docierają aż do bieguna południowego, szczególnie od strony M. Rossa, gdzie A_D zimowe są 2–3 razy wyższe niż w lecie (Amundsen-Scott 7.5°C) – ryc. 1.

Na wybrzeżu kontynentu A_D zimą są również znaczne. Na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego sięgają $5-7^{\circ}\text{C}$ (np. Bellingshausen 5.7°C , Rothera 7.2°C). Wynika to z południkowej cyrkulacji, która przynosi mroźne masy powietrza z południa i cieplejsze z północy (King 1994). Termiczne oddziaływanie oceanu jest dodatkowo ograniczane przez rozwój pokrywy lodowej na M. Bellingshausena (Jacobs i Comiso 1997). Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy A_D są jeszcze wyższe (Mirnyj 6.7°C , Halley 9.4°C , SANAE 10.0°C , Scott 12.5°C), jest to spowodowane większą dynamiką atmosfery wywołaną znacznym gradientem termiczno-barycznym pomiędzy silnie wychłodzonym wnętrzem kontynentu a wybrzeżem (van Loon 1972, van den Broeke 1998). Napływ różnorodnych mas powietrza powoduje, że maksima i minima temperatury występują w różnych porach doby, osiągając znaczne wartości. Po zamrożeniu przybrzeżnych mórz nasilają się wpływy kontynentalne (Stark 1994). Znaczne A_D , zarówno w czasie lata jak i zimy, występują na wschodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego, gdzie często docierają mroźne masy powietrza ponad zamrożonym Morzem Weddella, jak i cieplejsze, wilgotne masy z północy (King 1994).

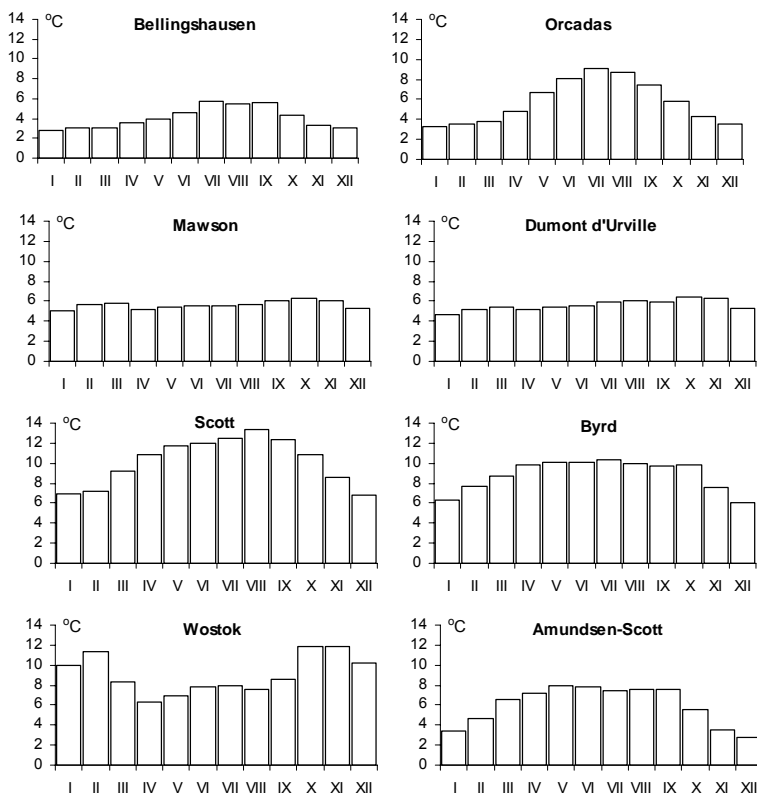
4. Przebieg roczny amplitudy dobowej temperatury powietrza

Oddziaływanie czynników insolacyjno-radiacyjnych na przebieg temperatury powietrza oraz zaburzające ten przebieg zachmurzenie i cyrkulacja atmosferyczna powodują, iż na Antarktydzie można wyróżnić kilka typów przebiegów rocznych A_D temperatury powietrza (ryc. 2):

Typ oceaniczny – charakteryzujący się małą A_D w okresie letnim (np. w styczniu na stacji Bellingshausen 2.8°C , Faraday 3.9°C , Orcadas 3.3°C), związaną ze znacznym zachmurzeniem w tej porze roku oraz największymi, ale niezbyt wysokimi, A_D występującymi w okresie zimowym (np. w lipcu odpowiednio 5.7°C , 6.9°C i 6.7°C). Przebieg ten jest związany z ożywioną cyrkulacją atmosferyczną przynoszącą cieplejsze masy powietrza znad oceanu i chłodniejsze z południa. Typ ten występuje na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego i wyspach subantarktycznych.

Typ oceaniczno-kontynentalny – charakteryzujący się wysokimi A_D przez cały rok, latem z powodu dużego zróżnicowanego bilansu promieniowania w ciągu doby i adwekcji różnorodnych mas powietrza (np. Mawson w styczniu 5.0°C), zimą zaś wielkość A_D nie zmienia się (np. Mawson w lipcu 5.5°C) i jest znacznie niższa w porównaniu do innych stacji ze względu na szeroki pas lodów morskich zalegających u wybrzeży, które ograniczają wpływy oceaniczne. Występuje na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej.

Typ kontynentalno-oceaniczny – charakteryzujący się znacznymi A_D w okresie letnim (np. Scott w styczniu 6.9°C), co wynika z uwarunkowań insolacyjnych w czasie dnia polarnego i bardzo dużymi zmianami temperatury w ciągu doby w okresie zimowym (np. sierpniu na stacji Scott 13.4°C , w lipcu na stacji Byrd 10.3°C), spowodowanymi napływem mroźnych mas z głębi kontynentu. Występuje na wybrzeżu Antarktydy na wysokich szerokościach geograficznych (Scott, McMurdo, Halley) oraz Antarktydzie Zachodniej, gdzie częściej docierają oceaniczne masy powietrza (Byrd).



Ryc. 2. Przebiegi roczne amplitudy dobowej temperatury powietrza na wybranych stacjach antarktycznych

Fig. 2. Annual course of diurnal air temperature range (DTR) at the selected Antarctic stations

Typ kontynentalny – charakteryzuje się bardzo wysokimi A_D w okresie letnim, a zwłaszcza w okresie przejściowym między dniem i nocą polarną (Wostok w lutym 11.4°C, w październiku 11.9°C), kiedy to przy bezchmurnym niebie w dzień następuje insolacyjne nagrzewanie powietrza, w nocy zaś jego znaczne ochłodzenie. Najmniejsze A_D dobowe występują w okresie zimowym, w czasie trwania nocy polarnej (Wostok w sierpniu 7.6°C). Jest charakterystyczny dla wnętrza kontynentu.

Typ biegunowy – występuje wyłącznie w rejonie bieguna południowego, charakteryzuje się małymi A_D w lecie (grudzień 2.8°C), co wynika z nieznacznych zmian w wysokości Słońca nad horyzontem w ciągu doby. W okresie nocy polarnej (kwiecień-wrzesień) A_D są znacznie wyższe (7–8°C) – jest to efektem adwekcyjnych zmian temperatury powietrza.

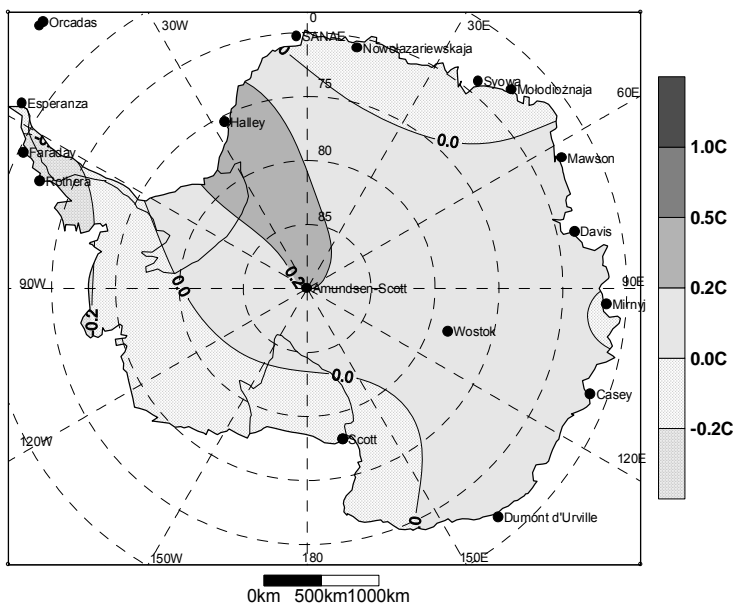
Żaden z omówionych typów przebiegu rocznego A_D temperatury powietrza nie nawiązuje do opisanego przez Ohmurę (1984) typu „Fram”, który jest charakterystyczny dla Arktyki, a odznacza się największymi A_D na wiosnę i drugorzędym ich maksimum w lecie.

4. Zmiany amplitudy dobowej i rocznej temperatury powietrza

A_D temperatury powietrza jest doskonałym wskaźnikiem zmian klimatycznych zachodzących na danym obszarze. Reaguje ona na wszelkie zmiany maksimum i minimum dobowych temperatury powietrza.

W ostatnim okresie na półkuli północnej A_D temperatury powietrza zmniejsza się, ze względu na 3-krotnie szybszy wzrost minimów w porównaniu do maksimów dobowych temperatury powietrza. Wzrost temperatur minimalnych jest związany ze wzrostem zachmurzenia wywołanego emisją antropogenicznych związków siarki do atmosfery (Karl i in. 1993).

Na Antarktydzie w drugiej połowie XX wieku nastąpiły również zmiany A_D (ryc. 3) Zmniejszenie A_D nastąpiło na Półwyspie Antarktycznym (Faraday $-0.23^\circ\text{C}/10$ lat), na wybrzeżu M. Rossa (Scott -0.15°C na 10 lat) oraz na Ziemi Królowej Maud (Nowożariewskaja $-0.16^\circ\text{C}/10$ lat) – tabela 3. Natomiast wzrost A_D zanotowano w basenie M. Weddella (Halley $0.34^\circ\text{C}/10$ lat) oraz we wnętrzu kontynentu (Amundsen-Scott $0.19^\circ\text{C}/10$ lat i Wostok $0.10^\circ\text{C}/10$ lat). Również na niektórych stacjach na wybrzeżu Antarktydy A_D wzrasta (Davis $0.13^\circ\text{C}/10$ lat). Trendy te są istotnie statystycznie (na poziomie 0.05) i wskazują na znaczne zmiany w przebiegach dobowych temperatury powietrza. Na przykład na stacji Faraday od 1947 do 2000 r. A_D temperatury zmniejszyła się o -1.2°C , podczas gdy na biegunie południowym od 1957 r. wzrosła o 0.8°C , a na stacji Halley od 1962 r. aż o 1.3°C .



Ryc. 3. Trend (w $^\circ\text{C}/10$ lat) amplitudy dobowej temperatury powietrza na Antarktydzie
 Fig. 3. Trends ($^\circ\text{C}/10$ years) of the diurnal air temperature range (DTR) on Antarctica

Uzyskane wyniki potwierdzają wcześniejsze spostrzeżenia Jones'a (1995), który stwierdził, iż Półwyspie Antarktycznym oraz na wybrzeżu kontynentu między $0-50^\circ\text{E}$ przeważa tendencja do zmniejszania A_D temperatury powietrza, natomiast na pozostałym wybrzeżu, a zwłaszcza we wnętrzu kontynentu, nastąpił wzrost A_D .

Przyczyną zmian A_D na Antarktydzie są różne trendy maksimów i minimów dobowych temperatury powietrza (tab. 3, ryc. 4). Na Półwyspie Antarktycznym zanotowano znaczny wzrost temperatury powietrza (Kejna 2003), jednak szybciej rosną minima dobowe niż maksima, co prowadzi do zmniejszenia A_D temperatury. Na stacji Faraday maksima dobowe wzrastały w tempie $0.47^\circ\text{C}/10$ lat, podczas gdy

minima 0.66°C/10 lat. Wzrost maksimów i minimów dobowych temperatury w tym rejonie jest związany z przemieszczeniem się na południe o 4–5°S wokółantarktycznej bruzdy niskiego ciśnienia, co przejawiało się wyraźnym obniżeniem ciśnienia atmosferycznego (Jones i Wigley 1988). Wzrost liczby cyklonów u wybrzeży Antarktydy (Simmonds i in. 2003) powoduje nasilenie wiatrów zachodnich (Raper et al. 1984) i wzmoczoną adwekcję cieplejszych i wilgotnych mas powietrza (King 1994, Marshall i in. 2002). Zjawisko to nasila się w okresie zimowym, kiedy to głębokie niższe nad Morza Bellingshausena, indukują anomalną południkową cyrkulację atmosferyczną w tym rejonie (Marshall i King 1998). Z cyklonogenezą nad Morzem Bellingshausena związany jest wzrost zachmurzenia wynoszący 0.11/8 na 10 lat (van den Broeke 2000), który wpłynął na ograniczenie wypromieniowania z podłoża i wzrost minimów dobowych temperatury powietrza. Ponadto postępujące w tym rejonie ocieplenie, poprzez silny mechanizm sprzężenia zwrotnego, doprowadziło do redukcji lodów morskich (Weatherly i in. 1991, Jacobs i Comiso 1997). W ciągu 40 lat pozycja skraju lodów przemieściła się średnio o 1°S na południe, a powierzchnia wolnego od lodu oceanu zwiększała się w tempie 13.1 tys.km²/rok (Watkins i Simmonds 2000). Zmniejszenie zasięgu lodów morskich doprowadziło do wzrostu oceanizmu klimatu (Styszyńska 1996). Zmniejszenie A_D następuje również na stacji Scott, gdzie trend maksimów wyniósł 0.18°C, a minimów 0.33°C/10 lat.

Tabela 3 – Table 3

Trendy (w °C/10 lat) maksimów (Tmax), minimów (Tmin) i amplitud dobowych (A_D) temperatury powietrza na stacjach antarktycznych

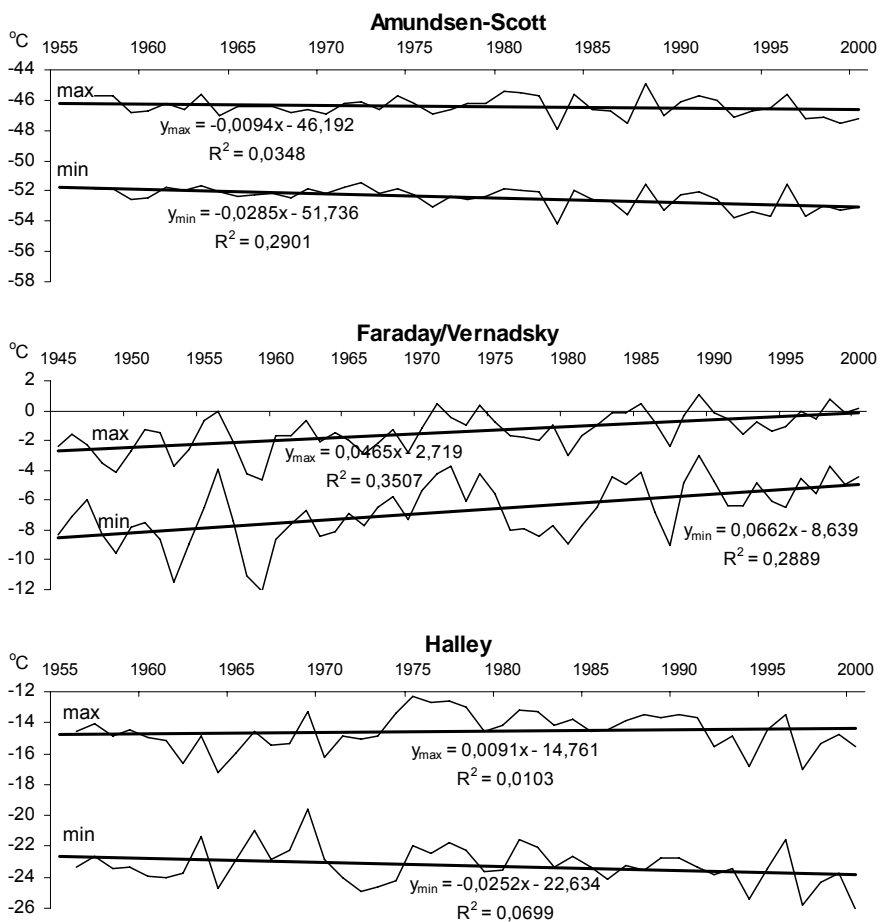
Trends (°C/10 years) of daily maximum (Tmax) and minimum (Tmin) and range of air temperature (DTR) on the Antarctic stations

| Stacja – Station | Tmax | | Tmin | | A_D – DTR | |
|------------------|-----------|-------|-----------|-------|-------------|-------|
| | °C/10 lat | R | °C/10 lat | R | °C/10 lat | R |
| Amundsen-Scott | -0.09 | 0.19 | -0.29 | 0.54* | 0.19 | 0.54* |
| Arctowski | 0.22 | 0.20 | 0.63 | 0.35* | -0.41 | 0.36* |
| Bellingshausen | 0.24 | 0.35* | 0.37 | 0.37* | -0.13 | 0.28 |
| Byrd | 0.17 | 0.07 | 0.93 | 0.42* | -0.76 | 0.62* |
| Casey | 0.16 | 0.22 | 0.10 | 0.12 | 0.06 | 0.12 |
| Davis | 0.10 | 0.15 | -0.03 | 0.04 | 0.13 | 0.52* |
| Dumont d'Urville | 0.07 | 0.13 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.29 |
| Esperanza | 0.35 | 0.36* | 0.38 | 0.43* | -0.04 | 0.08 |
| Faraday | 0.47 | 0.59* | 0.66 | 0.54* | -0.23 | 0.32* |
| Halley | 0.09 | 0.10 | -0.25 | 0.26 | 0.34 | 0.41* |
| Leningradskaja | 0.11 | 0.10 | 0.21 | 0.18 | 0.10 | 0.27 |
| Marambio | 0.66 | 0.50* | 0.55 | 0.38* | 0.10 | 0.15 |
| Mawson | -0.09 | 0.16 | -0.19 | 0.30* | 0.11 | 0.32* |
| McMurdo | 0.35 | 0.41* | 0.18 | 0.23 | 0.17 | 0.29* |
| Mirnyj | -0.05 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | -0.05 | 0.21 |
| Molodiożnaja | -0.10 | 0.21 | 0.04 | 0.08 | -0.15 | 0.51* |
| Neumayer | 0.21 | 0.19 | -0.94 | 0.49* | 1.15 | 0.59* |
| Nowożarijewskaja | 0.22 | 0.48* | 0.38 | 0.56* | -0.16 | 0.48* |
| Orcadas | 0.20 | 0.54* | 0.24 | 0.47* | 0.02 | 0.05 |
| Rothera | 0.37 | 0.23 | 1.78 | 0.61* | -1.41 | 0.79* |
| SANAE | -0.50 | 0.29 | -0.05 | 0.04 | -0.07 | 0.12 |
| Scott | 0.18 | 0.28* | 0.33 | 0.35* | -0.15 | 0.36* |
| Signy | 0.01 | 0.02 | -0.13 | 0.07 | 0.25 | 0.16 |
| Syowa | 0.03 | 0.06 | 0.08 | 0.11 | -0.01 | 0.29* |
| Wostok | 0.16 | 0.22 | -0.06 | 0.09 | 0.10 | 0.30* |

R – współczynnik korelacji liniowej Pearsona – Pearson's linear correlation coefficient,

* – istotność statystyczna na poziomie 0.05 – statistically significant at the level 0.05

W obszarach, w których postępuje ochłodzenie, to jest w centralnych rejonach Antarktydy oraz w basenie M. Weddella (Kejna 2003), notuje się wzrost A_D spowodowany głównie obniżaniem minimów dobowych temperatury powietrza. Na biegunie południowym zarówno maksima ($-0.09^\circ\text{C}/10$ lat), jak i minima ($-0.28^\circ\text{C}/10$ lat) dobowe temperatury wykazywały trend malejący. Jednak 3-krotnie większy spadek minimów spowodował wzrost A_D . Ochłodzenie to wynika ze zmian zachmurzenia, latem w okresie 1976–1988 zachmurzenie na stacji Amundsen-Scott wzrosło o 2/10 co spowodowało zmniejszenie promieniowania słonecznego w styczniu o 5.9% (Dutton i in. 1990). Natomiast jesienią i zimą zachmurzenie zmniejszyło się, co w wyniku silnego wypromieniowanie ciepła z podłoża doprowadziło do ochłodzenia. Na stacji Halley wzrost A_D był jeszcze większy ponieważ maksima wzrosły o 0.09°C , a minima obniżyły się o -0.25°C na 10 lat. Zmiany te są związane ze zmniejszeniem prędkości wiatru i zachmurzenia (van den Broeke 2000).



Ryc. 4. Przebieg średnich maksimów (max) i minimów dobowych temperatury powietrza na wybranych stacjach antarktycznych

Fig. 4. Year-to-year course of the mean daily maximum (max) and minimum (min) air temperature at the selected Antarctic stations

Wzajemne relacje między maksimami i minimami dobowymi temperatury powietrza ulegają zmianie w analizowanym okresie, np. na stacji Dumont d'Urville trendy maksimów i minimów temperatury w latach 1957–1989 wykazywały dużą zgodność, jednak w ostatnich latach tendencja ta uległa załamaniu (Periard i Petre 1993). Szczególnie duże zmiany zanotowano w ostatnich dwóch 10-letniach XX wieku, np. na stacji Rothera na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego maksima dobowe w latach 1977–2000 wzrosły o $0.37^{\circ}\text{C}/10$ lat, a minima aż o $1.78^{\circ}\text{C}/10$ lat. Natomiast na stacji Neumayer na Ziemi Królowej Maud w latach 1982–2000 maksima dobowe wzrosły o $0.21^{\circ}\text{C}/10$ lat, a minima obniżyły się o $-0.94^{\circ}\text{C}/10$ lat. Wpływa to oczywiście na A_D temperatury powietrza.

5. Podsumowanie

Na Antarktydzie średnie roczne A_D temperatury powietrza wykazują znaczne zróżnicowanie przestrzenne. Najmniejsze A_D ($4-6^{\circ}\text{C}$) występują na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego oraz wyspach subantarktycznych. Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy średnie A_D temperatury powietrza sięgają od $6-7^{\circ}\text{C}$ do 10°C na stacjach położonych w wyższych szerokościach geograficznych. We wnętrzu Antarktydy największe A_D występują w najwyższych partiach lodowcowego plateau ($8-9^{\circ}\text{C}$), natomiast na biegunie południowym są wyraźnie mniejsze (6.0°C).

W przebiegu rocznym A_D wyróżniono typ oceaniczny na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego z małymi amplitudami latem ($2-4^{\circ}\text{C}$) i dwukrotnie większymi A_D zimą; typ oceaniczno-kontynentalny na wybrzeżu Antarktydy Wschodniej z całorocznymi wysokimi A_D ; typ kontynentalno-oceaniczny z wysokimi A_D latem i jeszcze wyższymi (do 13°C) zimą, występujący na Antarktydzie Zachodniej i w basenie M. Weddella; typ kontynentalny z największymi A_D w lecie ($11-12^{\circ}\text{C}$) i niższymi A_D zimą – charakterystyczny dla wnętrza kontynentu; typ biegunowy z małymi A_D latem (do 3°C) i znacznie wyższymi zimą ($7-8^{\circ}\text{C}$).

Na Antarktydzie w obszarach charakteryzujących się wzrostem temperatury powietrza w drugiej połowie XX wieku nastąpiło zmniejszenie A_D , szczególnie duże na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego oraz na wybrzeżu M. Rossa i na Ziemi Królowej Maud. Zmniejszenie A_D związane było z szybszym wzrostem minimów dobowych temperatury powietrza. Natomiast na obszarach, w których zanotowano ochłodzenie A_D wzrasta (np. we wnętrzu Antarktydy Wschodniej i na biegunie południowym oraz basenie M. Weddella), głównie za sprawą większego spadku minimów dobowych temperatury powietrza.

Literatura

- Cigel'nickij I.I., 1969, O sutočnom chode temperatury vozducha v priberežnom klimatičeskoj zone Vostočnej Antarktidy, *Bjul. Sov. Antarkt. Eksped.*, 73, Leningrad: 16-21.
- Donina S.M., 1980, Meždusutočnaja i vnutrisutočnaja izmenčivost temperatury vozducha v Antarktide, [w:] *Issled. klimata Antarktidy*, [red.] Dolgin, Gidrometeoizdat, Leningrad: 55-58.
- Jacobs S.S., Comiso J.C., 1997, Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas, *Journal of Climate*, 10: 697-709.
- Jones P.D., 1995, Recent variations in mean temperature and the diurnal temperature range in the Antarctic, *Geophys. Res. Letters*, 22, 11: 1345-1348.
- Jones P.D., Wigley T.M.L., 1988, Antarctic gridded sea level pressure data: an analysis and reconstruction back to 1957, *J. Climate*, 3: 1193-1203.
- Karl T.R., Jones P.D., Knight R.W., Kukla G., Plummer N., Razuvayev V.N., Gallo K.P., Lindesay J., Charlson R.J., Peterson T.C., 1993, A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature, *Bull. Of the Amer. Met. Soc.*, 74, 6: 1007-1023.

- Kejna M., 1998, Przebieg dobowy temperatury powietrza na Stacji H. Arctowskiego (King George Island, Antarktyka) w latach 1985-1989, *Probl. Klimat. Polarniej*, 3, Toruń: 77-92
- Kejna M., 1999, Air temperature in the Admiralty Bay region (King George Island, Antarctica), in the period 1977-1996 according to meteorological data from the Arctowski Station, *Wyd. UMK, Toruń*: ss. 128.
- Kejna M., 2002, Przebieg dobowy temperatury powietrza na Antarktydzie, *Polish Polar Studies*, Poznań: 161-172.
- Kejna M., 2003, Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000, *Polish Polar Research*, 24, 2: 99-126.
- King J.C., 1994, Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula, *Int. J. Climatology*, 14: 357-369.
- King J.C., Turner J., 1997, *Antarctic meteorology and climatology*, Cambridge Univ. Press: ss. 409.
- Lubin D., Chen B., Bromwich D.H., Somerville R.C., Lee W-H., Hines K.M., 1998, The impact of Antarctic cloud radiative properties on GCM climate simulation, *J. Climate*, 11: 447-462.
- Marshall G.J., King J.C., 1998, Southern Hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures, *Geoph. Res. Letters*, 25, 13: 2437-2440.
- Marshall G.J., Lagun V., Lachlan-Cope T.A., 2002, Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956-1999: A synthesis of observations and reanalysis data, *Int. J. Climatol.*, 22: 291-310.
- Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), 2000, Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego, *Wyższa Szkoła Morska, Gdynia*: ss. 264.
- Ohmura A., 1984, On the cause of Fram type seasonal change in diurnal amplitude of air temperature in polar regions, *Int. J. Climatology*, 4.
- Périad V., Pettré P., 1993, Some aspects of the climatology of Dumont d'Urville, Adélie Land, Antarctica, *Int. J. Climatology*, 13: 313-327.
- Radionov V.F., (red.), 2002, *Spravočnik po klimatu Anatrktidy. Solnečnaja radiacija. Gidrometeoizdad, Sankt Peterburg*: ss. 148.
- Raper S.C.B., Wigley P.R., Mayes P.R., Jones P.D., Salinger M.J., 1984, Variations in surface air temperatures. Part 3: The Antarctic, 1957-1982, *Mon. Weather Rev.*, 112: 1341-1353.
- Rubinštein E.S., 1958, Obraščenie sutočnogo choda temperatury vo vremja poljarnoj noči i nočnye povyšeniya temperatury zimoj v umernych širotach, *Izdat. AN SSSR, Moskva*.
- Schwerdtfeger W., 1984, *Weather and Climate of the Antarctic*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo" ss. 261.
- Simmonds I., Keay K., Lim E-P., 2003, Synoptic activity in the seas around Antractica, *Monthly Weath. Rev.*, 13: 272-288.
- Stark P., 1994, Climate warming in the central Antarctic Peninsula area, *Weather*, 49: 215-220.
- Styszyńska A., 1996, Zmiany cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Półwyspu Antarktycznego i Morza Weddella w świetle kształtowania się przestrzennych zmian wskaźnika oceanizmu, *Problemy Klimatologii Polarniej*, 6, Gdynia: 213-242.
- van den Broeke M.R., 1998, The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 1: Influence on near surface temperatures (1957-79), *Antarctic Sci.*, 10 (2): 175-183.
- van den Broeke M. R. 2000, On the interpretation of Antarctic temperature trends, 2000, *J. Climate*, v. 13, 11: 3885-3889.
- van Loon H., 1972, Wind in the Southern Hemisphere, *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Newton C.W. [Ed.], Meteor. Monogr., 35, Amer. Meteor. Soc.: 87-99.
- Watkins A.B., Simmonds I., 2000, Current trends in Antarctic sea ice: The 1990s impact on a short climatology, *J. Climate*, 13, 12: 4441-4451.

Weatherly J.W., Walsh J.E, Zwally H. J., 1991, Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships, *J. Geoph. Res.*, 96, C8: 15119-15130.

Wójcik G., Marciniak K., Morel H., 1989, Dobowy przebieg temperatury powietrza na stacji H. Arctowskiego (Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Pd.), XVI Sympozjum Polarne, Toruń: 152-155.

DIURNAL AIR TEMPERATURE RANGE ON THE ANTARCTIC

Summary

Diurnal air temperature ranges (DTR) have been counted based on the monthly mean values of the daily maximal and minimal air temperature from 23 Antarctic stations. DTR shows a considerable spatial differentiation on the Antarctic. The lowest DTR values (4–6°C) occur along the western coast of the Antarctic Peninsula and on the subantarctic islands. At the remaining coast of Antarctica the mean DTR vary from 6–7°C to 10°C at the stations situated on higher geographical latitude. In the Antarctic inlands the largest DTR values occur at the highest parts of glacier plateau (8–9°C), while on the South Pole they are distinctly smaller (6°C). In the annual course of DTR the following types have been distinguished: oceanic type at the western coast of the Antarctic Peninsula with small DTR in summer (2–4°C) and twice higher in winter; oceanic-continental type at the coast of Eastern Antarctic with large DTR during the whole year; continental-oceanic type with high DTR in summer and still higher (up to 13°C) in winter occurring at Western Antarctic and in the Weddell Sea basin; continental type characteristic for the interior of the continent with the highest DTR in summer (11–12°C) and smaller in winter; polar type with small DTR in summer (to 3°C) and considerable higher in winter (7–8°C).

A decrease of DTR occurred on the Antarctic in regions characterized by increasing temperature in the second half of the 20th century, especially on the western coast of the Antarctic Peninsula, on the coast of Ross Sea and on the Queen Maud Land. The decrease in the DTR values was connected with the quicker increase of daily minimal air temperatures. On the other hand, in the regions where cooling was noted the DTR values increase (inlands of Eastern Antarctic and South Pole, and the Weddell Sea basin), mainly due to the fall in daily minimal air temperatures.