

# **Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską**



**Wyższa Szkoła Morska w Gdyni**  
Wydział Nawigacyjny  
Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej

**Andrzej A. Marsz, Anna Styszyńska**

# **Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską**

Gdynia 2001

**Recenzent: prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedź**

Redakcja: Anna Styszyńska

Praca wykonana jako badania statutowe WSM w Gdyni nr 143/DS/2001

Zdjęcie na okładce: południowo-zachodnia część Zatoki Gdańskiej  
(widok z okna Katedry Meteorologii i Oceanografii Nautycznej)

**ISBN 83-87875-72-4**

Wszelkie prawa autorskie zastrzeżone

Wydawnictwo Uczelniane Wyższej Szkoły Morskiej  
81-225 Gdynia, ul. Morska 81-87  
Zlec. /2001. Nakład 150 egz.  
Wydanie I. Oddano do druku: sierpień 2001.

## SPIS TREŚCI

	Strona
1. Sformułowanie zagadnienia .....	7
2. Materiały .....	9
3. Związki temperatury rocznej i temperatury okresu zimowego nad Polską z Oscylacją Północnego Atlantyku w przebiegu wieloletnim (1864/1865 - 1995) ..	11
4. Związki między zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą miesięczną w wieloleciu .....	26
5. Roczna amplituda temperatury a wartość wskaźnika NAO Hurrella .....	29
6. Związki temperatury powietrza nad Polską ze wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998) .....	33
.	
7. Oscylacja Północnego Atlantyku a wzrost temperatury powietrza nad Polską w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998) .....	60
8. Dyskusja wyników i wnioski .....	63
Literatura .....	71
Ryciny .....	75
Summary .....	97



## 1. Sformułowanie zagadnienia

Temperatura powietrza jest powszechnie uważana za jeden z najważniejszych elementów klimatycznych a jej zmiany w czasie traktowane są, obok zmian opadów, jako podstawowa miara zmienności warunków klimatycznych. Ostatnie lata przyniosły szereg prac traktujących o zmianach i zmienności klimatu Polski, w których zagadnienia zmian cech termiki powietrza stawiane były często pierwszoplanowo (m.in. Boryczka i Stopa-Boryczka 1988, Boryczka i in. 1992, 1995, Kowalski 1992, Kożuchowski i Marciniak 1987, 1994, Lorenc 1994, 2000, Stopa-Boryczka 1998, Tamulewicz 2000, Tamulewicz i Woś 1994, Trepińska 1988, Trepińska i Kowanetz 1997, Woś 1993).

Rozpoznaniu charakteru i skali wahań zmienności temperatury powietrza nad Polską towarzyszą interpretacje przyczyn, powodujących obserwowaną zmienność. Spośród licznych wymienianych przyczyn, za najlepiej udokumentowane należy uznać te, które za zmiany temperatury powietrza nad obszarem Polski czynią odpowiedzialne zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Mechanizm wpływu zmienności cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie międzyrocznej i międzysezonowej zmienności temperatury powietrza ma mocne podstawy fizyczne, funkcjonowanie procesu jest zrozumiałe zarówno w skali synoptycznej jak i klimatycznej. Liczne prace wykazują nadto możliwość określenia za pomocą metod statystycznych bezpośrednich i pośrednich związków między wielkościami charakteryzującymi elementy cyrkulacji atmosferycznej a temperaturą (m.in. Degirmendżić, Kożuchowski i Marciniak 2000, Kożuchowski 1993, Kożuchowski i in. 1999, Kożuchowski i Trepińska 1986, Kożuchowski (red.) 2000, Kossowska-Cezak 1997, Lorenc i Suwalska-Bogucka 1996, Niedźwiedz 1993, 1997, 2000, Żmudzka 1999).

Zmiany temperatury powietrza z roku na rok i sezonu na sezon nad jakimś obszarem stanowią efekt odpowiednich zmian cyrkulacji atmosferycznej występującej nad tym obszarem. W zależności od obszaru źródłowego napływających nad dany obszar mas atmosferycznych oraz prędkości ich przepływu (stopień transformacji), zmieniać się będzie i temperatura powietrza. Dodatkowo na zmiany temperatury powietrza wpływać będą związane z charakterem napływającej masy i występującego w niej typu równowagi atmosferycznej zmiany zachmurzenia / usłonecznienia oraz opadów. Wzrost częstości podobnych kierunków adwekcji w stosunku do średniej wieloletniej w określonym czasie (na przykład miesiącu), doprowadzi do powstania odchyień temperatury powietrza od wartości średniej, na ogół proporcjonalnych do częstości i intensywności adwekcji.

Znaczny odsetek zmienności charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Polską zachodzi w takt zmian cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem, który to akwen stanowi jeden z głównych obszarów klimatotwórczych również dla naszego kraju. Charakter zmienności cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem w prosty sposób opisują wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO - North Atlantic Oscillation).

Oscylacja Północnego Atlantyku, w największym uproszczeniu, stanowi efekt występowania silnych korelacji ujemnych zachodzących między ciśnieniem atmosferycznym w dwu głównych klimatycznych centrach działania atmosfery nad Północnym Atlantykiem - Antycyklonie Azorskim i Niżu Islandzkim. W okresie, gdy ciśnienie w Niżu Islandzkim spada, rośnie jednocześnie ciśnienie w Wyżu Azorskim. Nad Północnym Atlantykiem powstaje wtedy silny gradient baryczny skierowany na północ, w polu którego masy powietrza znad Atlantyku przemieszczają się z zachodu na wschód, sięgając północno-zachodniej i centralnej Europy. Rozwija się w tym czasie nasilona cyrkulacja strefowa (zachodnia, pozytywna faza NAO). W sytuacji, gdy ciśnienie w Niżu Islandzkim wzrasta, jednocześnie obniża się ciśnienie w Wyżu Azorskim, gradient baryczny skierowany ku północy słabnie lub całkowicie zanika i zamienia się na gradient skierowany na wschód lub zachód, w polu którego rozwija się silny, międzystrefowy przenos mas powietrza (cyrkulacja południkowa, negatywna faza NAO). Obszar Polski dostaje się wtedy w strumienie powietrza napływającego z północy lub południa, a przy wykształceniu specyficznych sytuacji barycznych niekiedy również ze wschodu.

Przyczyną występowania Oscylacji Północnego Atlantyku jest współoddziaływanie oceanu i atmosfery (Osborn i in. 1999, Visbeck i in. 1998). NAO funkcjonuje w ciągu całego roku, choć szczególnie duże natężenie osiąga w miesiącach zimowych (Hurrell 1995, Rodwell i in. 1999), kiedy to ocean staje się bardzo istotnym, astrefowym źródłem ciepła dla atmosfery. Więcej informacji na temat istoty i wpływu NAO na klimat, polski czytelnik znajdzie w pracy J. Wibig (2000a).

Zmiany faz NAO zachodzą głównie nieokresowo, w skali od miesięcy do dekad (Hurrell 1995, Hurrell i van Loon 1997), jak można przypuszczać, z pewnym opóźnieniem w stosunku do taktu zmian rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w wodach Północnego Atlantyku, przy czym główną rolę zdają się tu odgrywać różnice temperatury między Morzem Sargassowym a wodami leżącymi wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (długości 45-30°W, szerokości 50-55°N). W zmienności NAO zaznacza się jednak dość wyraźnie kilka składowych cyklicznych czy quasi-cyklicznych, z których najważniejsza, o okresie około 8 lat związana jest z wyraźnym nasileniem natężenia fazy ujemnej.

Fazę i natężenie NAO charakteryzują wskaźniki (indeksy) NAO. W użyciu jest kilka takich wskaźników, z których trzy charakteryzują znormalizowane różnice odchyleń od średnich ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim. Są nimi wskaźnik Hurrella (1995), charakteryzujący różnicę ciśnienia między Lizboną a Stykkisholmur / Reykjavikiem, uśrednioną z okresu grudzień-marzec (wskaźnik zimowy, pochodzący z okresu, w którym NAO osiąga największe natężenie, datowany na rok stycznia), wskaźnik Rogersa (1984), charakteryzujący średnie miesięczne, średnie sezonowe i średnie roczne standaryzowane różnice ciśnienia między Ponta Delgada (Azory) a Akureyri (Islandia) i podobne wskaźniki Jonesa, Jonsona i Wheelera (1997), charakteryzujące różnicę ciśnienia między Gibraltarem a SW Islandią. Wskaźniki te są do siebie podobne, choć ze względów oczywistych różnią się wartościami a w poszczególnych miesiącach, sezonach i latach, w zależności od położenia centrum Wyżu Azorskiego, mogą między ich wartościami zaistnieć znaczne różnice.

Analizą związków temperatury powietrza w Polsce północno-zachodniej i na polskim wybrzeżu Bałtyku z NAO zajmował się jeden z autorów (Marsz 1999), wykazując istnienie silnych związków między NAO a temperaturą, zwłaszcza w okresie zimowym oraz wysunął tezę, że



występująca w przebiegu temperatury nad Polską okresowość quasi-ośmioletnia jest wymuszana przez podobne zmiany cyrkulacji atmosferycznej, charakteryzowanej przez zmiany natężenia i znaku faz NAO. Filipiak (2001) analizował związek temperatury powietrza w Gdańsku z NAO, dochodząc do podobnych wniosków, co Marsz (1999). Żmudzka (1999) wykazała dla lat 1951-1990 zgodność quasi-ośmioletniego cyklu zmian temperatury powietrza w okresie zimowym i letnim nad Polską z cyklem zmian wskaźnika NAO. Marsz i Żmudzka (1999) wykazali, że między początkiem i długością okresu wegetacyjnego w Polsce a NAO zachodzą również silne i istotne związki statystyczne. To ostatnie wiąże z NAO również temperaturę powietrza przedwiośnia i wiosny. Kożuchowski i in. (1999) wykazali, że temperatury miesięczne w Warszawie (okres 1901-1970) można z dobrym przybliżeniem estymować z miesięcznego wskaźnika NAO Jonesa i miesięcznej częstości typów cyrkulacji antycyklonalnej wg Osuchowskiej-Klein (za wyjątkiem kwietnia i maja). Wyniki tych fragmentarycznych badań sugerują, że Oscylacja Północnego Atlantyku może stanowić jeden z podstawowych czynników warunkujących zmienność warunków termicznych nad Polską.

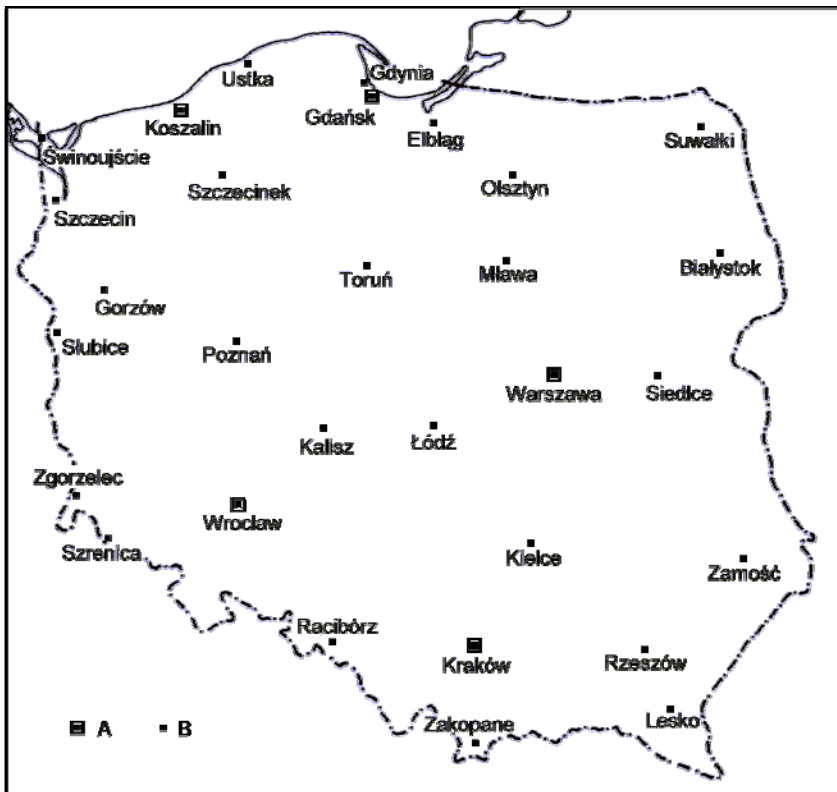
Celem tej pracy jest przedstawienie wyników przeprowadzonych badań nad wpływem NAO na kształtowanie się i zmienność temperatury powietrza nad Polską. Badania te prowadzono w dwu aspektach - długookresowym, od początku znanych wartości wskaźników NAO Hurrella (rok 1864) i Rogersa (rok 1865) do roku 1995 na wybranych pięciu polskich stacjach (Gdańsk-Wrzeszcz, Koszalin, Kraków, Warszawa i Wrocław) oraz krótkookresowym (1971-1998), gdzie przeprowadzono względnie szczegółową analizę regionalną w skali całego kraju. W pracy postanowiono skoncentrować się na zagadnieniu związków temperatury powietrza z NAO, pomijając szereg nasuwających się tu wątków pobocznych.

## **2. Materiały**

Do pracy wykorzystano ciągi wskaźników NAO uzyskane przez FTP (patrz media elektroniczne w spisie literatury). Ciągi te są kompletne i obejmują okres od początku istnienia wskaźników do czasów obecnych. Wykorzystany ciąg wskaźników Hurrella był normalizowany względem średniej 120-letniej (1864-1983) przez Stephensona. Główną uwagę skupiono na ciągach wskaźników Hurrella i Rogersa. Ze względu na niejednoznaczność charakteryzowania warunków cyrkulacji strefowej nad N Atlantykiem przez ciąg wskaźników NAO Jonesa (Gibraltar - Islandia; dużym wartościom dodatnim odpowiadać może sytuacja, w której nad Północnym Atlantykiem występuje zarówno cyrkulacja strefowa, jak i silna cyrkulacja południkowa), ograniczono wykorzystanie tego ciągu w badaniach.

Do badania bardziej ogólnych zależności temperatury powietrza nad Polską od wartości wskaźników NAO Hurrella i Rogersa wykorzystano długie ciągi pomiaru temperatury średniej miesięcznej, z okresu od 1864/1865 do 1995 roku (132 lata) z pięciu stacji polskich: Gdańska-Wrzeszcza, Krakowa, Koszalina, Warszawy i Wrocławia. Ciąg z Gdańska -Wrzeszcza jest ciągiem zrekonstruowanym przez Miętusa (1998) i jest homogeniczny. Ciąg z Koszalina w wykorzystanej postaci został doprowadzony do postaci homogenicznej również przez Miętusa (1996). Pełna homogeniczność ciągów z Krakowa, Warszawy i Wrocławia nie jest pewna (ciągi otrzymane z

GHCN, USA). Ograniczenie badań do roku 1995 spowodowane było potrzebą uzyskania w pełni porównywalnych wyników - ciąg z Gdańska-Wrzeszcza kończy się na roku 1995. Niestety, autorom nie udało się znaleźć odpowiednio długich szeregów pomiarów temperatury ze stacji położonych we wschodniej części Polski, co zawęża nieco regionalny aspekt wnioskowania. Dla wyjaśnienia pewnych kwestii przestrzennych, zaszła potrzeba wykorzystania dwóch ciągów temperatury średniej miesięcznej spoza granic naszego kraju - Lwowa i Wilna. Ciągi te jednak mają braki; ciąg lwowski wykorzystany w tym opracowaniu rozpoczyna się dopiero w roku 1882 i ma dodatkowo pojedyncze przerwy w obserwacjach w latach 1991-1995 (rozpad ZSRR), w ciągu wileńskim występują przerwy w obserwacjach w latach I wojny światowej i w roku 1920, oraz podobnie jak we Lwowie - braki w latach dziewięćdziesiątych XX wieku. Ze względu na odmienną liczebność tych ciągów, uzyskane wyniki nie są w pełni porównywalne z ciągami z wymienionych stacji polskich.



Ryc. 1. Lokalizacja analizowanych stacji meteorologicznych  
 A - długie ciągi (1864-1995), B - dane za okres 1970-1998

Fig. 1. Location of analysed meteorological station  
 A - long-term series (1864-1995), B - data for the period 1970-1998

Dla bardziej szczegółowych badań okresu lat 1970-1998 wykorzystano ciągi pomiaru temperatury powietrza z 29 stacji (ryc. 1) równomiernie rozłożonych na obszarze całej Polski (Białystok, Elbląg, Gdynia, Gorzów, Kalisz, Kielce, Koszalin, Kraków, Lesko, Łódź, Mława, Olsztyn, Poznań, Racibórz, Rzeszów, Siedlce, Słubice, Suwałki, Szczecin, Szczecinek, Szrenica, Świnoujście, Toruń, Ustka, Warszawa, Wrocław, Zakopane, Zamość, Zgorzelec). Jednorodność tych ciągów nie budzi wątpliwości. Podstawową metodą badawczą zastosowaną w tej pracy była standardowa analiza korelacji i analiza regresji.

### 3. Związki temperatury rocznej i temperatury okresu zimowego nad Polską z Oscylacją Północnego Atlantyku w przebiegu wieloletnim (1864/1865 - 1995)

Analiza związków, jakie zachodzą pomiędzy przebiegiem wartości wskaźników NAO, opisujących natężenie i charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem a przebiegiem temperatury rocznej i temperatury okresu zimowego na wymienionych stacjach (Gdańsk, Kraków, Koszalin, Warszawa, Wrocław), w całym wspólnym okresie pomiarów temperatury i NAO (1864/1865 - 1995) wykazują występowanie wyraźnych związków między oboma wielkościami. Korelacje między wartościami miesięcznego wskaźnika NAO Rogersa a temperaturą miesięczną na danej stacji oraz między wartościami rocznymi NAO a temperaturą roczną są zestawione w tabeli 1.

Tabela 1 - Table 1

Współczynniki korelacji liniowej między wskaźnikami miesięcznymi NAO Rogersa (Azory - Islandia) a temperaturą miesięczną na danej stacji oraz między rocznymi wskaźnikami NAO a temperaturą roczną na danej stacji (1865-1995; 131 lat).

Współczynniki korelacji istotne na poziomie  $p < 0.05$  wydrukowano pogrubioną czcionką

Coefficients of linear correlation between monthly Rogers NAO Index (Azores - Iceland) and monthly air temperature at a given station and between annual NAO Index and annual temperature at a given station (1865-1995; 131-year period).

Coefficients of correlation at significance level  $p < 0.05$  printed in bold type

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Gdańsk	<b>0.50</b>	<b>0.57</b>	<b>0.66</b>	<b>0.27</b>	<b>0.31</b>	<b>0.32</b>	<b>0.28</b>	<b>0.36</b>	<b>0.55</b>	<b>0.34</b>	<b>0.36</b>	<b>0.34</b>	<b>0.47</b>
Koszalin	<b>0.51</b>	<b>0.60</b>	<b>0.68</b>	<b>0.26</b>	<b>0.27</b>	<b>0.28</b>	<b>0.22</b>	<b>0.31</b>	<b>0.50</b>	<b>0.37</b>	<b>0.41</b>	<b>0.38</b>	<b>0.47</b>
Kraków	<b>0.44</b>	<b>0.48</b>	<b>0.53</b>	<b>0.20</b>	0.14	<b>0.19</b>	<b>0.19</b>	<b>0.20</b>	<b>0.40</b>	<b>0.27</b>	<b>0.31</b>	<b>0.24</b>	<b>0.30</b>
Warszawa	<b>0.48</b>	<b>0.54</b>	<b>0.61</b>	<b>0.20</b>	<b>0.19</b>	0.17	<b>0.22</b>	<b>0.32</b>	<b>0.50</b>	<b>0.32</b>	<b>0.34</b>	<b>0.29</b>	<b>0.41</b>
Wrocław	<b>0.51</b>	<b>0.56</b>	<b>0.61</b>	<b>0.25</b>	0.16	0.17	<b>0.23</b>	<b>0.31</b>	<b>0.52</b>	<b>0.29</b>	<b>0.34</b>	<b>0.27</b>	<b>0.41</b>

Prosta analiza tabeli 1 wykazuje, że znaki współczynników korelacji są bez wyjątku dodatnie, co oznacza, że występowanie dodatniej fazy NAO pociąga za sobą synchroniczny wzrost

temperatury powietrza, niezależnie od pory roku. Najsilniejsze związki między wzrostem natężenia przenosu mas powietrza z zachodu a temperaturą powietrza zaznaczają się w miesiącach środka i schyłku zimy (styczeń, luty, marzec), przy czym najsilniejszy związek temperatura powietrza ze wskaźnikiem NAO Rogersa wykazuje w marcu. Zwraca uwagę występowanie podwyższonych wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem NAO a temperaturą powietrza we wrześniu, kiedy to wzrostowi cyrkulacji strefowej nad Północnym Atlantykiem towarzyszy wyraźny wzrost temperatury miesięcznej nad Polską. Związek ten jest nawet nieco silniejszy, niż związki między rocznym wskaźnikiem NAO a temperaturą roczną.

W okresie od kwietnia do sierpnia i od października do grudnia związki temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO Rogersa są słabe, choć statystycznie istotne (za wyjątkiem maja we Wrocławiu i Krakowie, czerwca w Krakowie, Wrocławiu i Warszawie, oraz lipca w Krakowie, kiedy to brak związków ( $0 < r < 0.2$ )). Jedynie na stacjach leżących na północy Polski (Koszalin, Gdańsk) we wszystkich miesiącach roku występują korelacje, które są przypuszczalnie istotne statystycznie ( $p < 0.05$ ). Nie zmienia to faktu, że stopień objaśnienia zmian temperatury powietrza przez zmienność miesięcznych wskaźników NAO Rogersa w miesiącach innych niż styczeń, luty, marzec oraz wrzesień jest pomijalnie mały ( $< 10\%$ ).

Rozkład przestrzenny wartości wskaźników korelacji wskazuje, że wpływ cyrkulacji nad Północnym Atlantykiem, charakteryzowany przez wskaźnik NAO Rogersa, na temperaturę powietrza w Polsce jest najsilniejszy na północy kraju i w miarę przesuwania się na południe i wschód stopniowo maleje. Na północy zmienność rocznego wskaźnika NAO objaśnia 22% wariacji temperatury rocznej, w Warszawie i Wrocławiu około 17% i w Krakowie zaledwie 9%. W miesiącu, w którym związki temperatury powietrza z NAO są najsilniejsze (marzec), zmienność NAO objaśnia 46-44% zmienności temperatury powietrza na północy Polski, 37% we Wrocławiu i Warszawie i 34% w Krakowie.

Wzrost wartości współczynników korelacji między temperaturą powietrza a wskaźnikiem NAO we wrześniu, jak można sądzić, ma taką samą naturę fizyczną jak i związki zimowe. Z końcem sierpnia kończy się sezon letniego ogrzewania powierzchni oceanu, jego temperatura osiąga najwyższe wartości. We wrześniu ocean przekazuje już intensywnie ciepło do atmosfery. W tym samym czasie nad ładami w szerokościach umiarkowanych temperatura szybko spada. W takiej sytuacji wzrost częstości adwekcji powietrza z nad Atlantyku nad Polskę wiąże się z wyraźniejszym wzrostem temperatury powietrza.

Wskaźnik NAO Hurrella jest wskaźnikiem zimowym, opisującym średni charakter i natężenie cyrkulacji nad Północnym Atlantykiem w okresie od grudnia do marca. Wskaźnik ten silnie koreluje z temperaturą miesięcy zimowych, a więc i średnią temperaturą całej zimy liczonej od grudnia do marca włącznie (korelacje synchroniczne), jak i średnią temperaturą okresu styczeń-marzec. Ponieważ zmienność temperatury okresu styczeń-marzec określa około 70-82% wariacji temperatury średniej rocznej nad Polską, siłą rzeczy wskaźnik NAO Hurrella silnie jest powiązany również z temperaturą średnią roczną na danej stacji. Jednak istotne statystyczne związki między wskaźnikiem NAO Hurrella pojawiają się również jako związki asynchroniczne; z temperaturą powietrza miesięcy, które następują po okresie, dla którego obliczono wskaźnik, zwłaszcza w kwietniu (patrz tabela 2). Zagadnieniu temu poświęci się większą uwagę w dalszej części pracy.

Tabela 2 - Table 2

Współczynniki korelacji między wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą miesięczną i roczną oraz średnią temperaturą okresu styczeń-marzec (I - III) na wybranych polskich stacjach (1864-1995; 132 lata).

Wartości wskaźników korelacji istotnych statystycznie ( $p < 0.05$ ) wydrukowano pogrubioną czcionką

Coefficients of correlation between Hurrell NAO Index and monthly and annual air temperature and mean temperature over the period January - March (I - III) at given Polish station (1864-1995; 132-year period).

Coefficients of correlation at significance level  $p < 0.05$  printed in bold type

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year	I - III
Gdańsk	<b>0.43</b>	<b>0.60</b>	<b>0.63</b>	<b>0.35</b>	0.18	-0.02	0.16	0.08	0.01	0.12	-0.07	0.06	<b>0.59</b>	<b>0.69</b>
Koszalin	<b>0.45</b>	<b>0.61</b>	<b>0.62</b>	<b>0.35</b>	0.20	-0.04	<b>0.28</b>	<b>0.20</b>	0.10	0.12	-0.06	0.09	<b>0.61</b>	<b>0.69</b>
Kraków	<b>0.32</b>	<b>0.47</b>	<b>0.47</b>	<b>0.21</b>	0.05	-0.19	0.06	0.09	0.07	0.08	-0.14	0.14	<b>0.43</b>	<b>0.57</b>
Warszawa	<b>0.39</b>	<b>0.55</b>	<b>0.56</b>	<b>0.23</b>	0.05	-0.17	0.10	0.07	0.04	0.08	-0.11	0.15	<b>0.52</b>	<b>0.65</b>
Wrocław	<b>0.42</b>	<b>0.52</b>	<b>0.54</b>	<b>0.24</b>	0.11	-0.17	0.16	0.17	0.06	0.17	-0.12	0.13	<b>0.58</b>	<b>0.64</b>

Rozkład przestrzenny wartości współczynników korelacji liniowej między wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą powietrza na badanych stacjach powtarza obraz, jaki uzyskało się z analizy korelacji ze wskaźnikami Rogersa. Najsilniejsze związki występują na stacjach północnej Polski, w miarę przemieszczania się na południe i wschód, siła związków maleje. Zwraca jednak uwagę fakt, że siła związku temperatury rocznej ze wskaźnikiem NAO Hurrella jest znacznie większa od siły podobnych związków z rocznym wskaźnikiem Rogersa.

Wskaźniki NAO wykazują, jak już wspomniano, silną zmienność z roku na rok i sezonu na sezon. Analiza przebiegu wartości wskaźnika NAO Hurrella (1995) przeprowadzona przez Marsza (1999) pozwoliła na określenie tak zwanych epok cyrkulacyjnych NAO. Epoki te zostały wyznaczone jako okresy łączące kolejne wyrazy szeregu czasowego różniące się maksymalnie wartościami średnich dla okresu wartości wskaźnika NAO przy jednoczesnej minimalizacji wartości trendu wskaźnika NAO w okresie. Na podstawie analizy szeregu wskaźników NAO z okresu 1865-1995 wykryto istnienie 4 epok cyrkulacyjnych: 1864-1899 (E 0, średnia wartość wskaźnika NAO -0.332), 1900-1929 (E I, średnia wartość wskaźnika NAO +0.439), 1930-1970 (E II, średnia wartość wskaźnika NAO -0.713) oraz 1971-1995 (E III, średnia wartość wskaźnika NAO +1.796). Granice tych okresów określone są z dokładnością  $\pm 2$  lata, pierwsza i ostatnia epoka stanowią okresy jednostronnie otwarte (patrz ryc. 2). W pierwszych trzech (E 0, E I, E II) epokach wartość trendu była pomijalnie mała, w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III; 1971-1995) trend wskaźnika NAO był silnie dodatni (+0,12/rok) i statystycznie istotny. Nieco słabszy dodatni trend NAO utrzymał się i w latach następnych (do roku 1998; +0.061/rok), co pozwala zaliczyć lata 1996-1998 do tej samej epoki cyrkulacyjnej.

Wymienione epoki cyrkulacyjne NAO dość dobrze pokrywają się z wykrytymi przez Kożuchowskiego (1995) epokami intensywności cyrkulacji atmosferycznej  $S_{AC}$  dla Europy w XX wieku, choć nie wykazują istotniejszych związków z epokami cyrkulacyjnymi wyznaczonymi na podstawie makrotypów cyrkulacji Wangengejma-Girsa ani też ECM Dzerdzeewskiego (patrz Marsz, 1999). W

najnowszej klasyfikacji epok cyrkulacyjnych XX wieku opracowanej przez Degirmendźicia, Kożuchowskiego i Wibig (2000a) na podstawie kształtowania się wartości sezonowego indeksu cyrkulacji strefowej (ZI) oraz sezonowego wskaźnika NAO Jonesa i in. (1997) druga epoka cyrkulacyjna NAO (E I) mieści się w epokach 1901-1910 i 1911-1927 (różnica końca / początku epoki 2 lata), trzecia (E II) w epokach 1928-1937, 1938-1956 i 1957-1970 a ostatnia, czwarta (E III) w dwu epokach - 1971-1986 i 1987-1998. Sugeruje to, że wyznaczone epoki cyrkulacyjne NAO nie są jednorodne w świetle kryteriów przyjętych do wyznaczania epok przez Degirmendźicia i in. (2000), czemu nie należy się specjalnie dziwić.



Ryc. 2. Wartości średnie, błąd standardowy średniej i  $\pm 1$  odchylenie standardowe wskaźnika NAO Hurrella w kolejnych epokach cyrkulacyjnych (1864-1995)

Fig. 2. Values of mean, standard error and  $\pm 1$  standard deviation of Hurrell NAO Index in the following circulation epochs (1864-1995)

Analiza związków temperatury powietrza na badanych stacjach ze zmiennością wskaźników NAO Hurrella w wyznaczonych epokach cyrkulacyjnych NAO daje interesujące wyniki. Tutaj przedstawi się jedynie wyniki związków temperatury rocznej i średniej okresu zimowego (grudzień-marzec). Ponieważ związki między temperaturą powietrza a wskaźnikiem NAO można traktować jako liniowe, gdzie temperatura na stacji  $s$  ( $T(s)$ ) stanowi funkcję wartości wskaźnika NAO:

$$T(s) = A + b \cdot \text{NAO}, \quad [1]$$

miast współczynników korelacji liniowej podać można wartości wyrazu wolnego ( $A$ ) oraz współczynnika kierunkowego ( $b$ ) w połączeniu z określeniem istotności związku ( $p$ ) i współczynnikiem

determinacji (tu poprawiona na liczbę stopni swobody wartość kwadratu współczynnika korelacji - popr.  $R^2$ )<sup>1</sup>. Tego rodzaju zestawienie danych mówi o sile i charakterze związków znacznie więcej niż sam współczynnik korelacji ( $r$ ). Wymienione dane, dotyczące temperatury rocznej, zestawione są w tabeli 3.

Tabela 3 - Table 3

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) w równaniach charakteryzujących wartość rocznej temperatury powietrza na stacjach jako funkcję wskaźnika Hurrella w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO oraz istotność statystyczna (p) i współczynnik determinacji równań (popr.  $R^2$ )

Values of constant terms (A) and regression coefficients (b) in functions defining value of annual air temperature at stations as a function of Hurrell Index in following NAO circulation epochs and the significance level (p) and coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) in the functions

Epoka cyrkulacyjna Circulation epoch		Gdańsk	Koszalin	Kraków	Warszawa	Wrocław
E 0 1864 - 1899 (36 lat - 36 years)	A	7.42	7.00	7.87	7.51	8.43
	b	0.27	0.30	0.26	0.30	0.26
	p	0.000 018	0.000 004	0.000 101	0.000 073	0.000 204
	$R^2$	0.406	0.453	0.344	0.356	0.318
E I 1900 - 1929 (30 lat - 30 years)	A	7.50	7.11	8.18	7.81	8.68
	b	0.19	0.17	0.08	0.16	0.13
	p	0.008 266	0.013 462	0.257 573	0.030 965	0.092 034
	$R^2$	0.196	0.170	0.011	0.126	0.066
E II 1930 - 1970 (41 lat - 41 years)	A	8.01	7.70	8.68	8.20	8.57
	b	0.30	0.29	0.24	0.25	0.30
	p	0.000 007	0.000 005	0.000 838	0.000 230	0.000 005
	$R^2$	0.391	0.403	0.232	0.279	0.406
E III 1971 - 1995 (25 lat - 25 years)	A	7.65	7.61	8.73	7.93	8.24
	b	0.31	0.32	0.08	0.23	0.27
	p	0.000 125	0.000 072	0.314 699	0.007 030	0.000 279
	$R^2$	0.457	0.481	0.002	0.244	0.419

Okazuje się, że siła związków rocznej temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO Hurrella nie jest stała w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych NAO. Mając na względzie wartości współczynników determinacji można stwierdzić, że najsilniej Oscylacja Północnego Atlantyku regulowała zmienność temperatury średniej rocznej w E 0 (1864-1899) i w ostatniej (E III; 1971-

<sup>1</sup> Poprawione  $R^2$  (popr.  $R^2$ , adj.  $R^2$ ); kwadrat współczynnika regresji wielokrotnej (R) poprawiony na liczbę stopni swobody; jest on (w równaniu liniowym jednej zmiennej) nieco niższy od współczynnika determinacji obliczonego z prostego współczynnika korelacji ( $r^2$ ), gdyż dochodzi tu, nie pozbawione błędów, oszacowanie wyrazu wolnego. Poprawiony kwadrat współczynnika korelacji objaśnia, jaką część wariacji zmiennej zależnej objaśnia w równaniu zmienność zmiennej niezależnej. Obliczanie: popr.  $R^2 = 1 - [(suma\ kwadratów\ reszt/ss)/(całkowita\ suma\ kwadratów/ss)]$ ; gdzie ss - liczba stopni swobody

1998) epoce cyrkulacyjnej NAO, choć między obiema wymienionym epokami rysują się poważne różnice. W pierwszej epoce cyrkulacyjnej NAO (E 0) silny wpływ NAO na kształtowanie się temperatury rocznej zaznaczył się na całym obszarze Polski, o czym świadczą słabo zróżnicowane wartości wag (współczynników b) wynoszące od 0.30 w Koszalinie i Warszawie do 0.26 w Krakowie i Wrocławiu. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III) wpływ NAO na temperaturę roczną na obszarze Polski wyraźnie się różnicuje, stając się najsilniejszym na północy i zachodzie kraju ( $b = 0.32-0.27$ ) i praktycznie będąc bez znaczenia (bliski zera) na południu (Kraków;  $b = 0.08$ ).

W trzeciej epoce cyrkulacyjnej NAO (E II, 1930-1970) siła związków rocznej temperatury powietrza z NAO była względnie silna i wyrównana na obszarze całego kraju, choć nieco słabsza, zwłaszcza na północy, niż w ostatniej epoce (E III).

Wyrazistość związków była wyraźnie osłabiona w E I (lata 1900-1929), kiedy to jedynie na stacjach nadmorskich oraz w Warszawie równania przekraczają próg istotności statystycznej ( $p < 0.05$ ). Na żadnej ze stacji waga wpływu NAO na temperaturę powietrza (wartość współczynnika b) w tej epoce nie jest wyższa od 0.2, co oznacza, że zmiana temperatury rocznej z roku na rok o  $1^{\circ}\text{C}$  wymagałaby zmiany wartości wskaźnika NAO znacznie większej niż o 5 jednostek. W E I zmienność wskaźnika NAO objaśnia zaledwie od 19 - 17% na północy Polski, nieco tylko mniej, bo 16% w Warszawie i wcale nie objaśnia międzyrocznej zmienności temperatury we Wrocławiu (6.6%) oraz w Krakowie (1.1%). Być może, że było to związane z przesunięciem się głównego strumienia powietrza kierowanego znad Atlantyku na wschód w rejon Półwyspu Skandynawskiego i Bałtyku, na co zdają się wskazywać wyniki wcześniejszych badań autorów (Marsz i Styszyńska, 2000). W tej epoce cyrkulacyjnej obserwuje się występowanie najwyższych w czasie wykonywania obserwacji instrumentalnych częstości mas powietrza morskiego w Kopenhadze i Sztokholmie, a nieco wcześniej (1890-1910) również i w Sankt Petersburgu. Niezależnie od tego, czy takie wyjaśnienie jest bliskie rzeczywistości, trzeba stwierdzić, że w tej epoce cyrkulacyjnej NAO wpływ zmienności NAO na zmienność temperatury rocznej jest nawet na północy Polski niewielki, na południu zaś znikomy.

Związek średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) ze wskaźnikiem NAO Hurrella w kolejnych epokach cyrkulacyjnych na poszczególnych stacjach, co jest oczywiste, jest wyraźnie silniejszy od związków z temperaturą roczną. Charakterystyki równań liniowych, wiążących temperaturę okresu zimowego z wartościami zimowego wskaźnika NAO, zestawione są w tabeli 4.

Również i tutaj uwidaczniają się różnice charakteru związków, jakie występują w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych NAO. W epoce E 0 (1864-1899) związki te są silne na obszarze całego kraju, na każdej z badanych stacji są istotne statystycznie, z tym, że poza Krakowem trzeba je uznać za wysoce istotne ( $p < 0.001$ ). Zmienność wskaźnika NAO w E 0 objaśnia od 40% zmienności zimowej temperatury powietrza w Koszalinie do 22% tej zmienności w Krakowie. Osłabienie działania NAO w tej epoce jest wyraźniejsze w kierunku południowym (patrz wartości b) niż ku wschodowi. W epoce E 1 (1900 - 1929) dochodzi do wyraźnego osłabienia związków temperatury zimy ze wskaźnikiem NAO, zmienność NAO objaśnia od 36-33% zmienności temperatury okresu zimowego na północy Polski do 24% we Wrocławiu, 19% w Warszawie i zaledwie 6% zmienności w Krakowie (związek nieistotny statystycznie). Średni dla wszystkich pięciu stacji



współczynnik determinacji jest równy w tej epoce 0.24, co stanowi najniższą wartość ze wszystkich epok (różnica statystycznie istotna na poziomie ufności 99%).

Tabela 4 - Table 4

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) w równaniach charakteryzujących wartość średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) na stacjach jako funkcję wskaźnika Hurrella w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO oraz istotność statystyczna równania (p) i współczynnik determinacji równania (popr. R<sup>2</sup>)

Values of constant terms (A) and regression coefficients (b) in functions defining value of annual air temperature in winter season (December - March) at stations as a function of the Hurrell Index in following NAO circulation epochs and the significance level (p) and coefficient of determination (adj. R<sup>2</sup>) in the functions

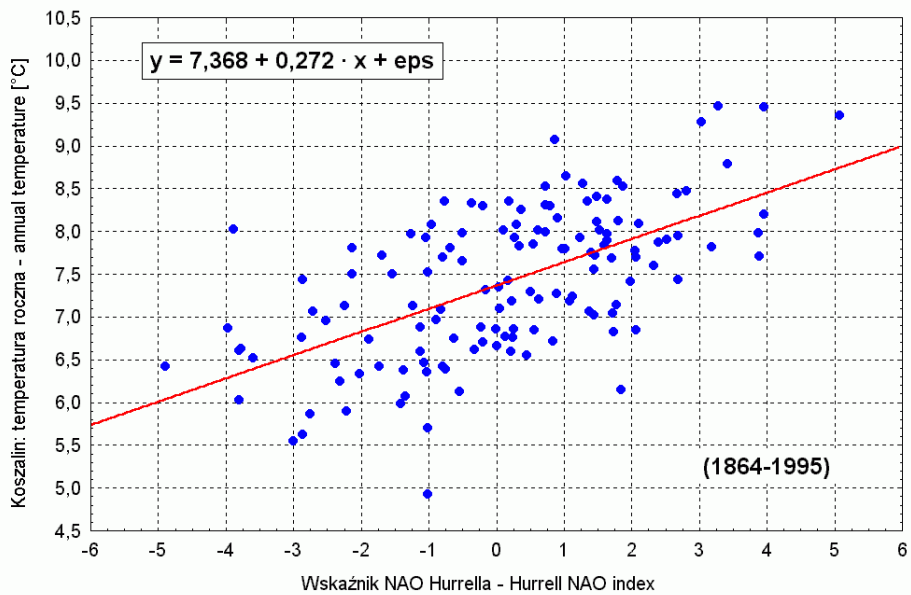
Epoka cyrkulacyjna Circulation epoch		Gdańsk	Koszalin	Kraków	Warszawa	Wrocław
E 0 1864 - 1899 (36 lat - 36 years)	A	-0.47	-0.59	-1.23	-1.76	-0.00
	b	0.55	0.60	0.46	0.55	0.52
	p	0.000 135	0.000 017	0.002 461	0.000 301	0.000 348
	R <sup>2</sup>	0.334	0.407	0.217	0.303	0.297
E I 1900 - 1929 (30 lat - 30 years)	A	-0.29	-0.37	-0.38	-1.14	0.57
	b	0.57	0.55	0.33	0.49	0.67
	p	0.000 284	0.000 510	0.095 230	0.009 384	0.003 718
	R <sup>2</sup>	0.358	0.332	0.064	0.190	0.237
E II 1930 - 1970 (41 lat - 41 years)	A	0.09	0.08	-0.24	-1.04	0.16
	b	0.77	0.71	0.60	0.71	0.72
	p	0.000 000	0.000 001	0.000 091	0.000 031	0.000 005
	R <sup>2</sup>	0.469	0.447	0.319	0.347	0.400
E III 1971 - 1995 (25 lat - 25 years)	A	-0.29	-0.02	0.09	-0.91	0.24
	b	0.78	0.73	0.44	0.72	0.64
	p	0.000 010	0.000 008	0.006 518	0.000 189	0.000 356
	R <sup>2</sup>	0.560	0.569	0.249	0.438	0.408

W epoce E II (lata 1930 - 1970) regulacja temperatury okresu zimowego przez NAO silnie wzrasta, związki temperatury z NAO stają się we wszystkich stacjach wysoce istotne statystycznie ( $p < 0.0001$ ), wagi związków stają się duże (0.7) i dość równomiernie rozłożone w przestrzeni, jedynie Kraków ma wyraźnie mniejszą wartość współczynnika b (0.6). Ostatnia epoka cyrkulacyjna (E III; 1971- 1995) przynosi zasadnicze zmiany w rozkładzie przestrzennym związków w stosunku do poprzedniej - związki temperatury ze wskaźnikiem NAO stają się znacznie silniejsze na północy kraju, gdzie zmienność NAO objaśnia ponad 50% zmienności temperatury powietrza zimą, ulegają pewnemu wzmocnieniu w środkowej części Polski (Warszawa) i słabną na południu (Kraków, Wrocław). Uwidacznia się to zarówno w kształtowaniu się wartości współczynników determinacji równań opisujących związki, jak i w wartościach wag (współczynniki b).

Jeśli za syntetyczną miarę związku temperatury powietrza okresu zimowego z NAO w danej epoce cyrkulacyjnej przyjmą średni z analizowanych pięciu stacji współczynnik determinacji, to kolejne wartości są następujące: E 0 - 0.312, E I - 0.236, E II - 0.396, E III - 0.445. Oznacza to, uwzględniając załamanie siły związku w E I, że w ciągu analizowanych 130 lat obserwuje się stopniowy wzrost roli Oscylacji Północnego Atlantyku w kształtowaniu temperatury powietrza okresu zimowego nad Polską. Proces ten wydaje się przebiegać względnie konsekwentnie nad północną i zachodnią Polską, gdy nad południową, zwłaszcza w Krakowie, wykazuje nieoczekiwane duże wahania, czy wręcz załamanie w ostatniej epoce (1971-1995). Trudno wypowiedzieć się bardziej wiążąco na temat przyczyn odmienności zachowania się związków temperatury rocznej i temperatury okresu zimowego z Oscylacją Północnego Atlantyku w Krakowie, nie dysponując danymi z większej liczby stacji. Przyczyna tych odmienności może leżeć w zwiększonym niż na innych stacjach wpływie lokalnych warunków klimatycznych, lub też, czego nie można całkowicie wykluczyć - w działaniu czynnika antropogenicznego (ograniczenie emisji ciepła w regionie od pierwszych lat 90'), a nawet w niehomogeniczności ciągu poddanego badaniom.

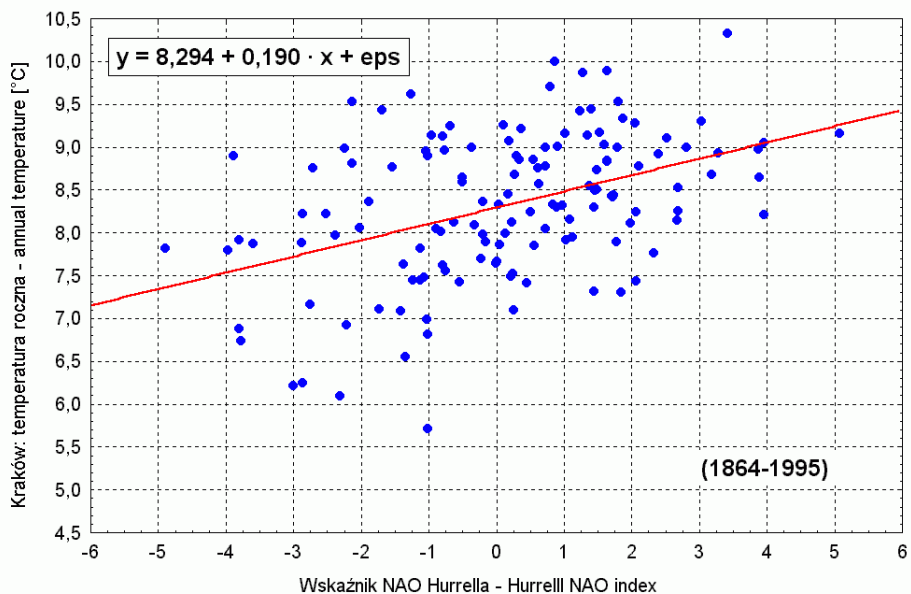
Wykresy rozrzutu punktów wspólnych w przestrzeni wartości wskaźnika NAO Hurrella i rocznej temperatury powietrza na skrajnych pod względem siły związków stacjach (Koszalin i Kraków), dla całego okresu obserwacji (1864-1995) i w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO przedstawiają ryciny 3 - 12. Analiza tych rycin wyraźnie wskazuje, że jednoznaczne związki między indeksem NAO a temperaturą powietrza występują wtedy, gdy wskaźniki NAO mają wartość dodatnią, z reguły większą od +1.5. W takich przypadkach wzrost wartości wskaźnika NAO pociąga za sobą wzrost temperatury powietrza, co stanowi skutek rzeczywistego wzrostu natężenia przenosu strefowego i napływu cieplejszych mas powietrza z Atlantyku. W przypadkach występowania ujemnych wartości wskaźnika NAO, który charakteryzuje występowanie cyrkulacji południkowej, związki między NAO a temperaturą powietrza stają się niejednoznaczne (niestabilne); nie każdemu wystąpieniu ujemnej wartości wskaźnika odpowiada ekwiwalentny spadek temperatury, niekiedy przy relatywnie niskich wartościach wskaźnika NAO występuje relatywnie wysoka temperatura powietrza (patrz ryc. 6, 9 i 10). Wiąże się to, o czym już poprzednio wspominało z tym, że cyrkulacja południkowa może wymuszać adwekcje zarówno z sektora północnego jak i południowego. Tak więc opisywane zróżnicowanie związków temperatury powietrza z NAO w poszczególnych epokach wiąże się z odmiennością i swoistością rozkładów (struktury) wartości NAO w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych.

Przegląd wykresów (ryc. 13 - 22, wyłączone z tekstu - patrz koniec pracy), na których oznaczono przebieg rocznych wartości wskaźników NAO Hurrella i temperatury rocznej oraz temperatury okresu zimowego na omawianych stacjach oraz wyrównane krzywe tych przebiegów dopasowane wielomianem piątego stopnia wykazuje, że za bardzo dużą część długookresowej zmienności temperatury rocznej i takiej samej zmienności temperatury okresu zimowego, odpowiedzialna jest zmienność NAO. W okresach (epokach), w których wzrasta natężenie cyrkulacji strefowej nad Północnym Atlantykiem, czyli epokach, w których średnia wartość wskaźnika NAO Hurrella jest wyższa (E I, E III) obserwuje się synchroniczne wzrosty temperatury powietrza nad Polską.



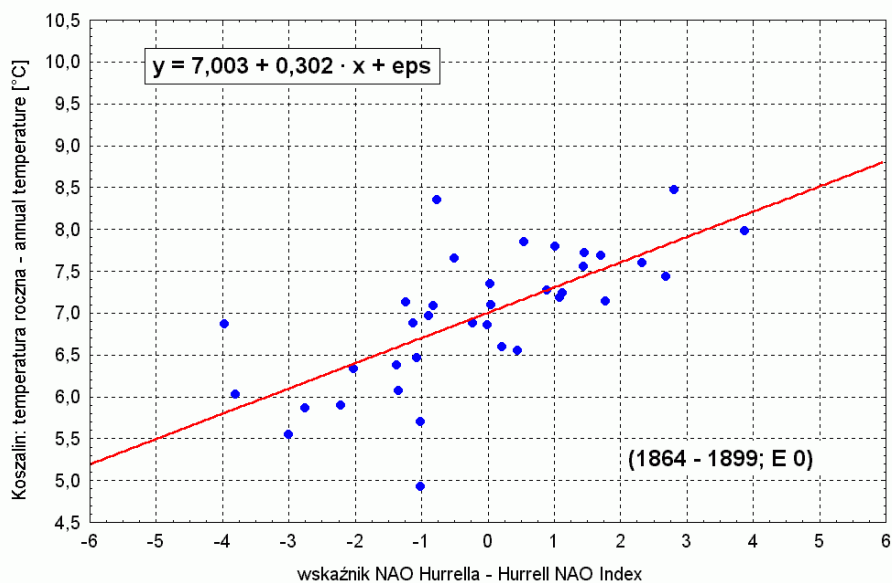
Ryc. 3. Związek rocznej temperatury powietrza w Koszalinie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w okresie 1864-1995

Fig. 3. Correlation between the annual air temperature in Koszalin and the value of the Hurrell NAO Index over the period 1864-1995



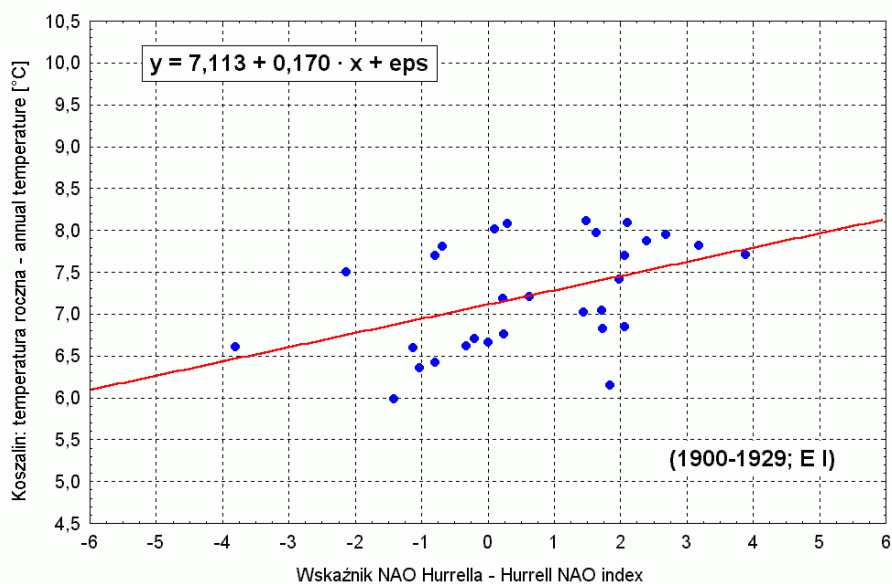
Ryc. 4. Związek rocznej temperatury powietrza w Krakowie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w okresie 1864-1995

Fig. 4. Correlation between the annual air temperature in Kraków and the value of the Hurrell NAO Index over the period 1864-1995



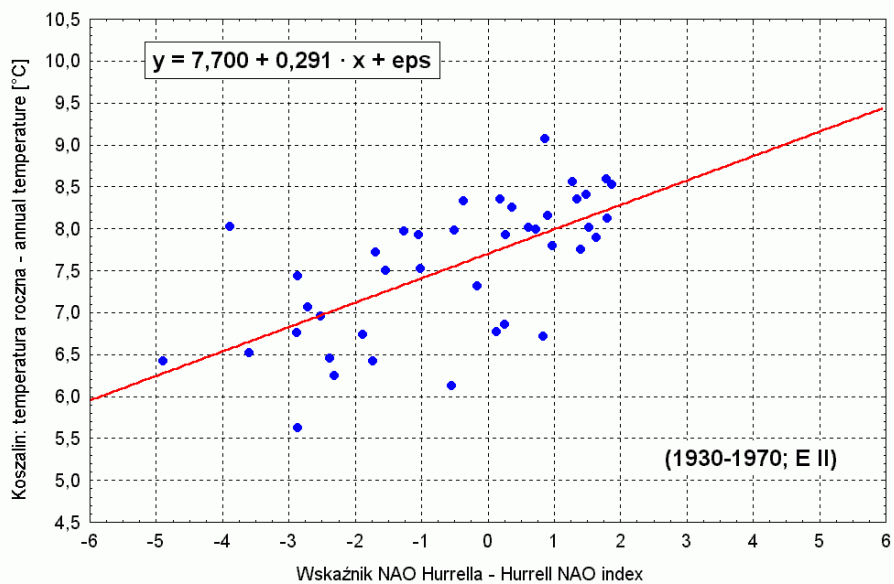
Ryc. 5. Związek rocznej temperatury powietrza w Koszalinie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w pierwszej epoce cyrkulacyjnej (E 0; 1864-1899)

Fig. 5. Correlation between the annual air temperature in Koszalin and the value of the Hurrell NAO Index in the first circulation epoch (E 0; 1864-1899)



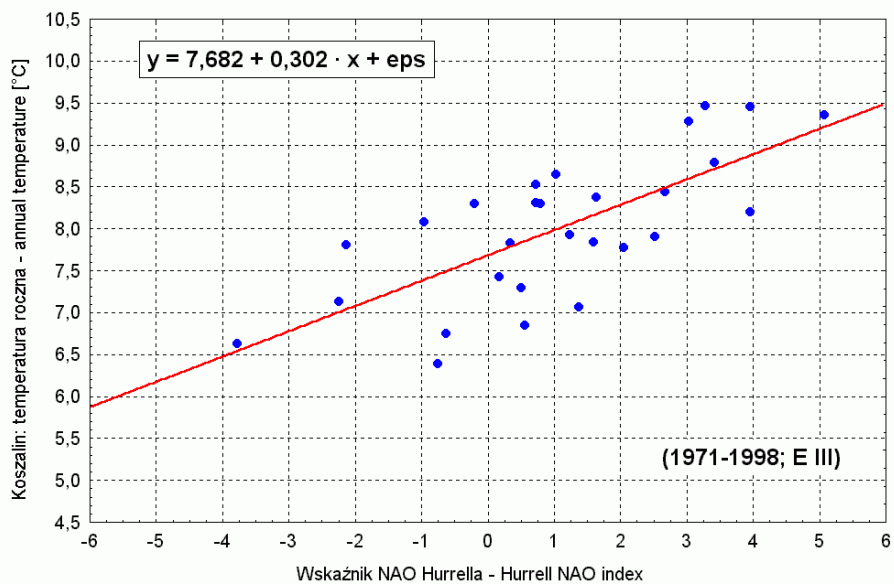
Ryc. 6. Związek rocznej temperatury powietrza w Koszalinie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w drugiej epoce cyrkulacyjnej (E I; 1900-1929)

Fig. 6. Correlation between the annual air temperature in Koszalin and the value of the Hurrell NAO Index in the second circulation epoch (E I; 1900-1929)



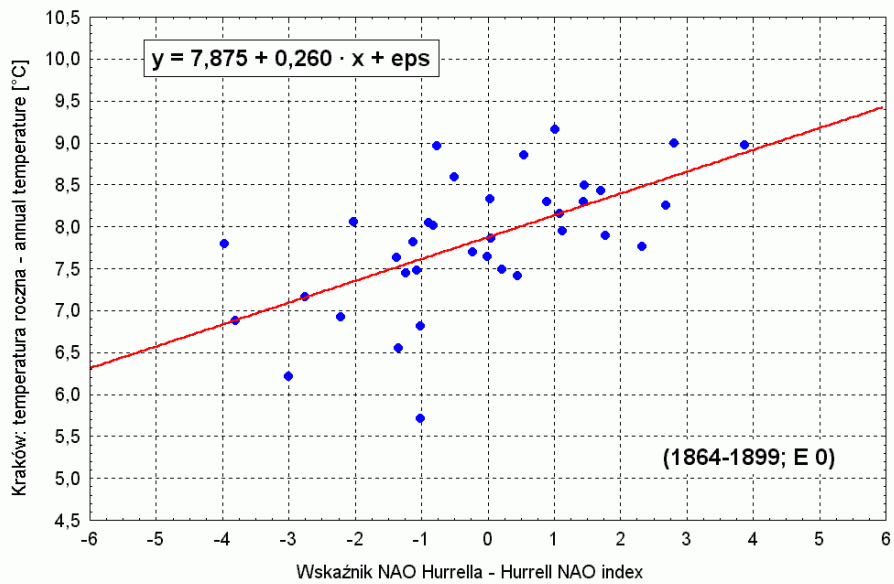
Ryc. 7. Związek rocznej temperatury powietrza w Koszalinie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w trzeciej epoce cyrkulacyjnej (E II; 1930-1970)

Fig. 7. Correlation between the annual air temperature in Koszalin and the value of the Hurrell NAO Index in the third circulation epoch (E II; 1930-1970)



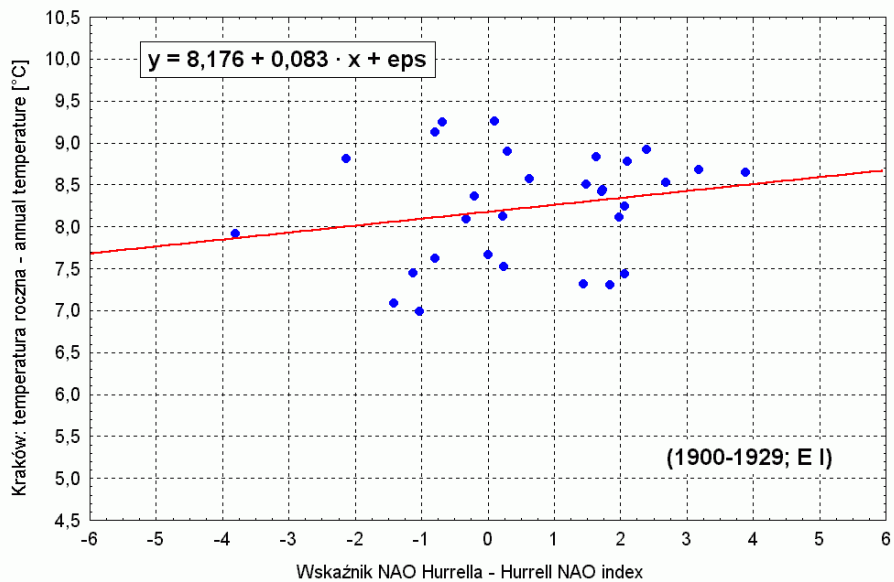
Ryc. 8. Związek rocznej temperatury powietrza w Koszalinie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III; 1971-1998)

Fig. 8. Correlation between the annual air temperature in Koszalin and the value of the Hurrell NAO Index in the last circulation epoch (E III; 1971-1998)



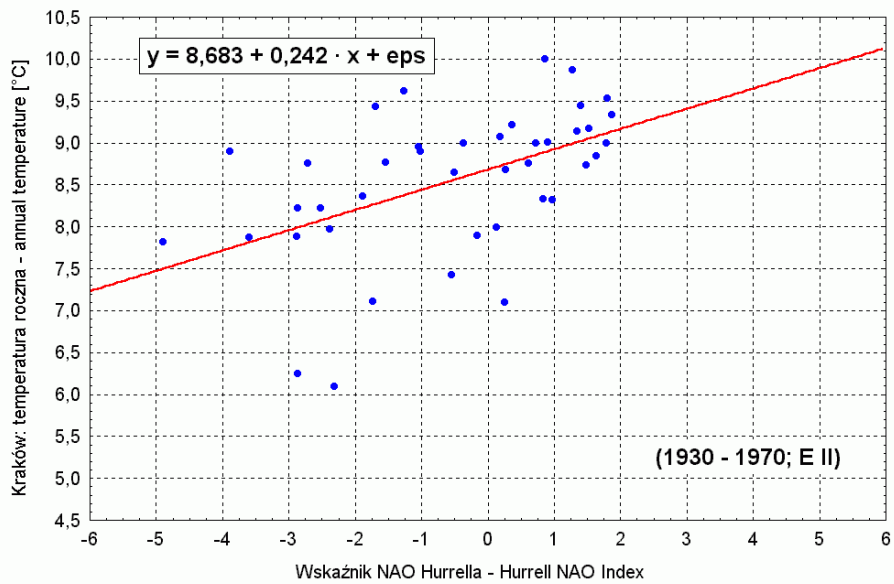
Ryc. 9. Związek rocznej temperatury powietrza w Krakowie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w pierwszej epoce cyrkulacyjnej (E 0; 1864-1899)

Fig. 9. Correlation between the annual air temperature in Kraków and the value of the Hurrell NAO Index in the first circulation epoch (E 0; 1864-1899)



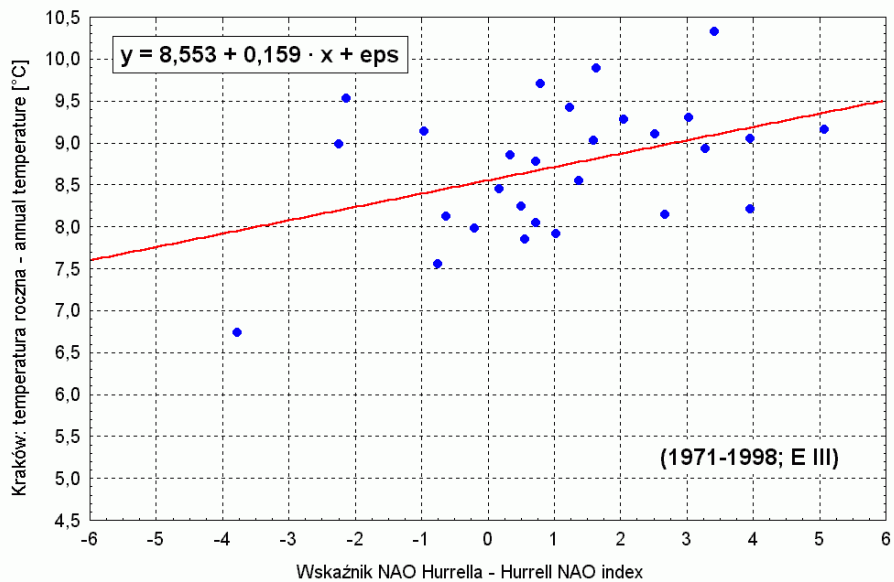
Ryc. 10. Związek rocznej temperatury powietrza w Krakowie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w drugiej epoce cyrkulacyjnej (E I; 1900-1929)

Fig. 10. Correlation between the annual air temperature in Kraków and the value of the Hurrell NAO Index in the second circulation epoch (E I; 1900-1929)



Ryc. 11. Związek rocznej temperatury powietrza w Krakowie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w trzeciej epoce cyrkulacyjnej (E II; 1930-1970)

Fig. 11. Correlation between the annual air temperature in Kraków and the value of the Hurrell NAO Index in the third circulation epoch (E II; 1930-1970)



Ryc. 12. Związek rocznej temperatury powietrza w Krakowie z wartością wskaźnika NAO Hurrella w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III; 1971-1998)

Fig. 12. Correlation between the annual air temperature in Kraków and the value of the Hurrell NAO Index in the last circulation epoch (E III; 1971-1998)

Wyniki przeprowadzonej analizy, wykazują jednak, że oprócz samej zmienności wskaźnika NAO mającej wpływ na kształtowanie temperatury nad Polską, w samym NAO istnieje dodatkowy element zmienności, powodujący występowanie zmiennej siły związku między temperaturą a NAO. W przypadku, gdyby tego dodatkowego elementu zmienności nie było, należałoby oczekiwać, że w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO siła związku, opisana wagą (wartość współczynnika b w równaniach liniowych) byłaby podobna a temperatura powietrza stanowiłaby wyłącznie funkcję wskaźnika NAO.

Na intensywność napływu, i częściowo kierunek napływu mas powietrza znad Atlantyku nad obszar Polski, oprócz samej wielkości gradientu barycznego i jego orientacji, charakteryzowanych pośrednio przez wskaźniki NAO, wpływ wywierać będzie również lokalizacja centrum Wyżu Azorskiego.

Wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku Rogersa i Hurrella wyrażone są w takich samych jednostkach - odchyleniach standardowych, pierwszy z nich charakteryzuje odchylenia od średniej różnicy ciśnienia między Azorami a Islandią, drugi - między Lizboną a Islandią. W obu wskaźnikach jednakowym (lub niemal jednakowym) punktem odniesienia jest Islandia. W obu wskaźnikach, elementem kształtującym ich synchroniczną wartość, staje się uśredniona wartość ciśnienia odpowiednio w Ponta Delgada i w Lizbonie. Można utworzyć ze wskaźników miesięcznych NAO Rogersa wskaźnik odpowiadający wskaźnikowi Hurrella, obliczając wartość średnią dla okresu grudzień - marzec. Wskaźnik ten będzie dalej określany skrótem NAO(Rz), [Rogersa, zimowy]. Wskaźnik NAO Hurrella będzie dalej oznaczany jako NAO(H).

Azory i Lizbona leżą na zbliżonej szerokości geograficznej. Jeśli utworzyć różnicę między tymi wskaźnikami (dNAO(z)):

$$dNAO(z) = NAO(Rz) - NAO(H), \quad [2]$$

będzie ona pośrednio informowała o położeniu centrum Wyżu Azorskiego w okresie danej zimy. W przypadku, gdy ciśnienie wyższe od średniego będzie w rejonie Azorów, niższe zaś w rejonie Półwyspu Iberyjskiego wartość dNAO(z) [z - zimowe] będzie dodatnia. W odwrotnej sytuacji (wyższe niż przeciętne ciśnienie w rejonie Półwyspu Iberyjskiego, niższe w rejonie Azorów) wartość dNAO(z) będzie ujemna. W ten sposób uzyskać można przybliżoną orientację, co do lokalizacji centrum podwyższonego ciśnienia - ujemne wartości dNAO(z) informują, że centrum Wyżu Azorskiego przesunięte jest na wschód, dodatnie wskazują, że centrum wyżu znajduje się bliżej Azorów niż Półwyspu Iberyjskiego. Sama wartość wskaźnika może być traktowana jako orientacyjna miara takiego przesunięcia. Wskaźnik dNAO(z) autorzy zastosowali wcześniej (Marsz i Styszyńska 2000) do próby wyjaśnienia przyczyn wystąpienia faz oceanizacji klimatu nad Bałtykiem, gdzie pozwolił on rozstrzygnąć pewne kwestie szczegółowe. Z tego względu postanowiono zastosować ten wskaźnik i w tej pracy.

Wartości wskaźnika dNAO(H) są silnie skorelowane (co jest oczywiste) ze wskaźnikiem Hurrella, słabiej ze wskaźnikiem Rogersa. W poszczególnych epokach cyrkulacyjnych współczynniki korelacji między NAO(H) a dNAO(z) są następujące: E 0; -0,6862, E I; -0.6599, E II; -0.8411, E III; -0.8464, przy czym istotność wszystkich współczynników jest bardzo wysoka ( $p < 0.000$ ).



Analiza związków temperatury rocznej i średniej temperatury okresu zimowego (grudzień - marzec) na badanych stacjach ze wskaźnikiem dNAO(z) wykazuje, że wielkości te w większości przypadków są ze sobą silnie i istotnie skorelowane. Dla całego ciągu lat 1865-1995 współczynniki korelacji dNAO(z) z temperaturą roczną zawierają się od -0.56 w Koszalinie ( $p < 0.000$ ) do -0.39 w Krakowie ( $p < 0.000$ ). Jeszcze wyższe są współczynniki korelacji dNAO(z) z temperaturą okresu zimowego - od -0.59 w Koszalinie i Gdańsku do -0.46 w Krakowie. Przebiegi wartości wskaźnika dNAO(z) oraz temperatury rocznej i średniej temperatury okresu zimowego (grudzień - marzec) na omawianych stacjach przedstawiają ryciny 23 - 32. Ryciny te znajdują się poza tekstem, na końcu pracy.

Interesująco przedstawiają się związki temperatury rocznej i temperatury okresu zimowego (grudzień - marzec) na badanych stacjach z dNAO(z) w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych. Zestawienie tych wartości zawiera tabela 5.

Tabela 5 - Table 5

Współczynniki korelacji liniowej ( $r$ ) między temperaturą roczną ( $T_r$ ) i temperaturą okresu zimowego ( $T_z$ ) na badanych stacjach a wartościami wskaźnika dNAO(z) w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO i ich istotność statystyczna ( $p$ )

Coefficients of linear correlation ( $r$ ) between annual temperature ( $T_r$ ) and temperature in the winter season ( $T_z$ ) at given stations and the values of bNAO(z) index in the following NAO circulation epochs and their statistical significance ( $p$ )

Epoka cyrkulacyjna Circulation epoch		Gdańsk		Koszalin		Kraków		Warszawa		Wrocław	
		$T_r$	$T_z$	$T_r$	$T_z$	$T_r$	$T_z$	$T_r$	$T_z$	$T_r$	$T_z$
E 0 (1865-1899)	$r$	-0.404	-0.439	-0.403	-0.425	-0.336	-0.384	-0.242	-0.364	-0.317	-0.432
	$p$	0.018	0.009	0.018	0.012	0.052	0.025	0.168	0.035	0.068	0.011
E I (1900-1929)	$r$	-0.426	-0.452	-0.454	-0.464	-0.351	-0.168	-0.423	-0.301	-0.259	-0.272
	$p$	0.019	0.012	0.012	0.010	0.057	0.375	0.020	0.106	0.166	0.145
E II (1930-1970)	$r$	-0.561	-0.612	-0.557	-0.577	-0.378	-0.477	-0.438	-0.520	-0.569	-0.555
	$p$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000
E III (1971-1995)	$r$	-0.636	-0.691	-0.674	-0.688	-0.192	-0.419	-0.483	-0.578	-0.658	-0.547
	$p$	0.001	0.000	0.000	0.000	0.358	0.037	0.015	0.002	0.000	0.005

I tutaj jest wyraźnie widoczne osłabienie związków między temperaturą roczną i temperaturą okresu zimowego a wartością wskaźnika w epoce E I (1900-1929) na południu Polski (Kraków, Wrocław) oraz pewne osłabienie związku temperatury zimy ze zmiennością wskaźnika dNAO(z) w środkowej Polsce (Warszawa). Przeglądając wartości w tabeli 5, nie trudno dojść do wniosku, że na północy Polski z epoki na epokę systematycznie wzrasta siła związku temperatury powietrza z dNAO(z), przy czym cały czas silniejszy jest związek między temperaturą okresu zimowego, niż z temperaturą roczną. Ogólnie podobną zależność obserwuje się w Wilnie, jednak na tej stacji zaznacza się załamanie się siły związku temperatury okresu zimowego z dNAO(z) w epoce E I (1900-1929). We Wrocławiu w E II i E III związki temperatury rocznej z tym wskaźnikiem

stają się silniejsze od związków z temperaturą zimy. W ostatniej epoce (E III) w Krakowie dochodzi do załamania się siły związku między temperaturą roczną a dNAO(z), związek ten staje się nieistotny.

Średnie wartości wskaźnika dNAO(z) w kolejnych epokach wynoszą: E 0; +0.14, E I; - 0.23, E II; +0.08, E III; -0.63. Oznacza to, że w kolejnych epokach zachodziły nie tylko zmiany średniej wartości i znaku wskaźnika NAO(H) o stopniowo narastających amplitudach (Marsz, 1999), ale i powolne przemieszczanie się centrum wysokiego ciśnienia w Wyżu Azorskim na wschód. W miarę przemieszczania się centrum Wyżu Azorskiego na wschód, nad Polskę, przy tym samym gradiencie barycznym między Półwyspem Iberyjskim a Islandią napływać będzie powietrze formujące się nad niższymi szerokościami Północnego Atlantyku, czyli cieplejsze. Dodatkowo, powietrze to będzie docierać coraz dalej na wschód i północny-wschód.

Taka interpretacja objaśnia w jakimś stopniu przyczynę, dla której siła związku temperatury powietrza okresu zimowego ze wskaźnikiem NAO(H) rośnie, jak również i to, że związek ten staje się szczególnie silny w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III). Ten szczególny, nie obserwowany w poprzednich epokach cyrkulacyjnych, charakter ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO jest wystarczającym powodem, aby zająć się nią znacznie bardziej szczegółowo.

#### **4. Związki między zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą miesięczną w wieloleciu**

Poprzednio wspomniano, że między wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą średnią miesięczną występują istotne statystycznie korelacje, wykraczające poza okres, dla którego oblicza się wartość wskaźnika NAO (grudzień - marzec), czyli pojawiają się korelacje asynchroniczne. Analiza ciągów badanych stacji dla całego wspólnego okresu (1864-1995) wykazała istnienie takich korelacji na wszystkich stacjach w kwietniu (patrz tabela 2) oraz wystąpienie słabych korelacji w lipcu i sierpniu w Koszalinie.

Przeprowadzona analiza kształtowania się wartości współczynników korelacji liniowej między wartościami indeksu NAO(H) a temperaturą miesięczną w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych daje interesujące rezultaty. Jej wyniki są zestawione w tabeli 6. Okazuje się, że rozkład współczynników korelacji wykazujących istotność statystyczną w poszczególnych epokach jest dość wyraźnie zróżnicowany.

Wydaje się, że słusznym będzie zajęcie się najprzód kształtowaniem się korelacji między temperaturą miesięcy zimowych a wskaźnikiem NAO Hurrella. Ponieważ wskaźnik ten liczony jest jako średnia z miesięcy zimowych, jest oczywistym, że powinny występować silnie i istotne korelacje również między temperaturą poszczególnych miesięcy zimy a wartością wskaźnika. Miesiąc zimowy, w którym wartość wskaźnika korelacji osiągnie najwyższe wartości ze wskaźnikiem NAO, będzie tym miesiącem, w którym zgodność przebiegu temperatury z przebiegiem sezonowym NAO będzie najwyższa.

Tabela 6 - Table 6

Korelacje między temperaturą miesięczną a wartościami wskaźnika NAO Hurrella w kolejnych epokach cyrkulacyjnych. Wartości istotne na poziomie  $p < 0.05$  pogrubione. Uwaga: różna liczność korelowanych par w poszczególnych epokach powoduje, że poziom istotności  $p < 0.05$  nie odpowiada takiej samej wartości współczynnika korelacji w różnych epokach cyrkulacyjnych

Correlation between monthly temperature and the values of the Hurrell NAO Index in the following circulation epochs. The values at significance level  $p < 0.05$  are in bold type. Note: not the same number of correlated pairs in given epochs results in the fact that the significance level  $p < 0.05$  does not represent the same values of correlation coefficient in different circulation epochs

Epoka Epoch	Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E 0 (1864- -1899)	Gdańsk	<b>0.37</b>	<b>0.62</b>	<b>0.61</b>	<b>0.41</b>	0.02	0.10	0.26	0.27	0.16	0.19	-0.11	0.17
	Koszalin	<b>0.45</b>	<b>0.65</b>	<b>0.62</b>	<b>0.40</b>	0.01	0.03	<b>0.36</b>	0.27	0.24	0.18	-0.06	0.21
	Kraków	0.32	<b>0.51</b>	<b>0.46</b>	<b>0.37</b>	0.02	-0.13	0.19	-0.02	0.20	0.16	0.05	0.27
	Warszawa	0.34	<b>0.58</b>	<b>0.55</b>	<b>0.42</b>	0.01	-0.05	0.21	0.13	0.15	0.13	0.01	0.32
	Wrocław	<b>0.37</b>	<b>0.55</b>	<b>0.51</b>	0.31	-0.00	-0.13	0.13	-0.04	0.17	0.25	-0.06	0.30
E I (1900- -1929)	Gdańsk	0.27	<b>0.56</b>	<b>0.75</b>	0.36	<b>0.44</b>	0.01	0.22	-0.29	-0.35	-0.16	-0.15	-0.17
	Koszalin	0.23	<b>0.57</b>	<b>0.71</b>	0.31	0.32	-0.19	0.18	-0.19	-0.18	-0.16	-0.04	-0.13
	Kraków	0.03	<b>0.37</b>	<b>0.59</b>	0.22	0.33	-0.34	-0.05	-0.24	-0.25	-0.20	-0.09	-0.09
	Warszawa	0.20	<b>0.48</b>	<b>0.67</b>	0.29	0.32	-0.23	0.15	-0.24	-0.22	-0.24	-0.08	-0.08
	Wrocław	0.16	<b>0.48</b>	<b>0.62</b>	0.28	0.26	-0.28	-0.02	-0.15	-0.34	-0.08	-0.07	-0.14
E II (1930- -1970)	Gdańsk	<b>0.32</b>	<b>0.66</b>	<b>0.57</b>	<b>0.38</b>	0.10	0.01	-0.07	0.11	0.07	<b>0.36</b>	0.07	0.06
	Koszalin	<b>0.32</b>	<b>0.65</b>	<b>0.53</b>	<b>0.38</b>	0.12	-0.01	0.04	<b>0.38</b>	0.09	<b>0.36</b>	-0.00	0.08
	Kraków	0.19	<b>0.49</b>	<b>0.40</b>	0.21	-0.05	0.07	-0.03	<b>0.40</b>	0.16	<b>0.32</b>	-0.07	0.12
	Warszawa	0.24	<b>0.59</b>	<b>0.47</b>	0.30	-0.01	-0.01	-0.16	0.22	0.11	<b>0.36</b>	-0.02	0.08
	Wrocław	<b>0.32</b>	<b>0.56</b>	<b>0.48</b>	0.29	0.09	0.01	0.07	<b>0.41</b>	0.20	<b>0.36</b>	0.01	0.02
E III (1971- -1995)	Gdańsk	<b>0.65</b>	<b>0.58</b>	<b>0.55</b>	<b>0.63</b>	0.18	0.04	<b>0.51</b>	0.34	<b>0.42</b>	0.08	-0.18	-0.29
	Koszalin	<b>0.65</b>	<b>0.57</b>	<b>0.53</b>	<b>0.55</b>	0.20	0.17	<b>0.48</b>	<b>0.42</b>	<b>0.42</b>	0.12	-0.14	-0.33
	Kraków	<b>0.54</b>	0.39	0.18	0.17	-0.13	-0.30	0.17	0.14	0.01	0.02	-0.36	<b>-0.40</b>
	Warszawa	<b>0.63</b>	<b>0.48</b>	0.39	0.12	-0.07	-0.25	0.36	0.33	0.26	0.17	-0.29	-0.24
	Wrocław	<b>0.61</b>	<b>0.42</b>	0.37	<b>0.42</b>	0.15	0.04	<b>0.49</b>	<b>0.48</b>	0.34	0.24	-0.23	-0.35

W miesiącach zimowych epok E 0, E I i E II występowały istotne korelacje na wszystkich pięciu stacjach między wskaźnikiem NAO(H) a temperaturą lutego i marca, przy czym w E 0 i E II (epoki o ujemnych średnich wartościach wskaźnika NAO i dodatnich wskaźnika dNAO(z)) współczynniki korelacji osiągały w lutym wyraźnie wyższe wartości niż w marcu. W epoce E I (dodatnia wartość wskaźnika NAO(H)) korelacje między NAO(H) a temperaturą były silniejsze w marcu niż w lutym, sięgając na północy Polski 0.7 i nawet w Krakowie 0.59. Istotne statystyczne korelacje z temperaturą stycznia, zdecydowanie słabsze niż z temperaturą lutego i marca, w E 0 i E II zaznaczały się wyłącznie na stacjach leżących na północy i zachodzie Polski (Gdańsk, Koszalin, Wrocław) stając się słabymi i nieistotnymi w Warszawie i Krakowie. Taki obraz sugeruje, że kształtowanie się zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem silniej regulowało tempe-

raturę powietrza nad całą Polską w drugiej połowie i schyłku zimy niż z początkiem zimy. Jedyne na zachodzie i w części przymorskiej Polski w tych epokach Oscylacja Północnego Atlantyku nieco silniej, lecz słabiej niż w lutym i marcu, oddziaływała na kształtowanie się temperatury stycznia. W E I brak jest związków między wskaźnikiem NAO(H) a temperaturą stycznia, które przekroczyłyby poziom istotności statystycznej na obszarze Polski, co można interpretować, jako zdecydowane przesunięcie się oddziaływania NAO na drugą połowę zimy.

W ostatniej epoce, E III (duża dodatnia wartość średnia wskaźnika NAO(H) i jednocześnie duża ujemna wartość wskaźnika dNAO(z)), dochodzi do przebudowy charakteru związków - w miesiącach zimowych najsilniejsze i wysoce istotne korelacje pojawiają się w styczniu na wszystkich badanych stacjach (również w Wilnie i we Lwowie!), czego nie obserwowano się w poprzednich epokach cyrkulacyjnych NAO. Korelacje NAO(H) z temperaturą lutego i marca stają się w tej epoce słabsze i bardziej zróżnicowane - w lutym są dość silne i jeszcze istotne za wyjątkiem Krakowa, w marcu są nadal dość silne już tylko na stacjach w północnej Polsce (Koszalin, Gdańsk), stając się nieistotne na pozostałym obszarze.

Sprawia to wrażenie, jakby NAO w ostatniej epoce cyrkulacyjnej wywierało większy wpływ na kształtowanie się temperatury stycznia niż drugiej połowy zimy (przyspieszenie działania). Sprawdzenie korelacji temperatury grudnia poprzedniego roku ze wskaźnikiem NAO(H) (ciśnienie z grudnia poprzedniego roku wchodzi w skład wartości, z których oblicza się wskaźnik NAO Hurrella) wykazało, że w E 0 i E I brak jest związków między tymi wielkościami ( $0 < r < |0.18|$ ), w E II występują na wszystkich pięciu stacjach korelacje istotne statystycznie ( $r$  od  $+0.44$  do  $+0.36$ ), zaś w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (E III) współczynniki korelacji o większej wartości ( $+0.40$  -  $+0.44$ ), przekraczające próg istotności statystycznej występują tylko na stacjach leżących na północy Polski (Koszalin, Gdańsk).

Zdaje się to potwierdzać przesuwanie się, zwłaszcza wyraźne między E I a E II (między dekadą lat 20. a dekadą lat 30. XX wieku) silniejszego oddziaływania NAO na przebieg temperatury zimy z jej drugiej połowy na jej pierwszą połowę, które szczególnie wyraźnie zaznaczyło się w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (1971-1995). Być może, opisywane przesuwanie się w czasie (przyspieszenie) oddziaływania NAO na przebieg temperatury miesięcy zimowych ma związek z opisywanym przez Kożuchowskiego i in. (1999, red. 2000) przyspieszeniem początku zimy i wcześniejszym jej końcem.

Słabe, ale istotne statystycznie skorelowanie przebiegu zimowego wskaźnika NAO z temperaturą kwietnia występujące w całym analizowanym ciągu (0.35 - 0.23), silnie się różnicuje i okresowo traci istotność statystyczną w momencie, gdy analizuje się te związki w kolejnych epokach cyrkulacyjnych. Nie zmienia to jednak faktu, że we wszystkich epokach wartości współczynników korelacji są w kwietniu wyraźnie podwyższone, nawet jeśli nie osiągają progu istotności statystycznej.

Ogólnie występowanie tego rodzaju istotnych statystycznie korelacji, może być traktowane jako sygnał, że po zimie, w której wartość wskaźnika NAO jest wysoka, początek wiosny jest nieznacznie cieplejszy. Najwyraźniej kształtuje się ta zależność w pierwszej epoce cyrkulacyjnej NAO (E 0; 1864-1899), gdzie na czterech z pięciu analizowanych stacji zaznaczają się korelacje statystycznie istotne ( $r \geq 0.37$ ). W okresie E I związki temperatury kwietnia z zimowym wskaźnikiem NAO stają się na obszarze całej Polski nieistotne; przypuszczalnie zależność ta przeniosła

się na marzec, w którym to miesiącu tej epoki związki te stały się wyjątkowo silne ( $r$  od 0.75 do 0.59). W dwu ostatnich epokach (E II i E III) silniejsze związki temperatury kwietnia ze wskaźnikiem NAO(H) zaznaczają się na północy Polski, przy czym związki te stają się wyraźnie mocniejsze w ostatniej epoce (E III, patrz tabela 6). Do przyczyn takiego stanu rzeczy wróci się w dalszej części pracy.

Swoiście dla każdej z wymienionych epok cyrkulacyjnych kształtują się związki temperatury powietrza w maju ze wskaźnikiem NAO(H). W pierwszej epoce cyrkulacyjnej (E 0) korelacji między temperaturą powietrza a charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej brak ( $r \sim 0.0$ ), w drugiej (E I) następuje wyraźne podwyższenie współczynników korelacji i osiągają one dość wysokie wartości (0.44 - 0.29), będąc istotne na poziomie  $p < 0.1$ . Dwie ostatnie epoki (E II, E III) charakteryzują się praktycznie brakiem związków temperatury maja ze wskaźnikiem NAO(H), dodatkowo znaki współczynników korelacji w tym okresie wykazują regionalną zmienność - w Warszawie i Krakowie są ujemne, na północy i zachodzie Polski są dodatnie.

Analiza związków między temperaturą pozostałych miesięcy a zimowym wskaźnikiem NAO pozwala na stwierdzenie występowania pewnych dalszych cech, które wydają się istotne i zostaną wymienione niżej.

W drugiej epoce cyrkulacyjnej (E I, 1900-1929) związki temperatury okresu od czerwca do grudnia włącznie z zimowym wskaźnikiem NAO są stosunkowo słabe, ale poza kilkoma wyjątkami na obszarze całej Polski współczynniki korelacji stają się ujemne, co oznacza, że po zimie, w której nastąpił wzrost natężenia cyrkulacji zachodniej, okres drugiej połowy roku był nieco chłodniejszy. Najwyraźniej taka reakcja temperatury powietrza zaznaczała się w sierpniu, wrześniu i październiku ( $r$  około -0.30). Sugeruje to zaznaczanie się w tym czasie silnego oceanizmu. Występujące różnice w wartościach współczynników korelacji są na tyle niewielkie, że wyciąganie dalej idących wniosków o charakterze regionalnym wydaje się tu ryzykowne.

W trzeciej i czwartej epoce cyrkulacyjnej pojawiają się silniejsze związki między temperaturą niektórych miesięcy a zimowym wskaźnikiem NAO. W okresie E II (1930-1970) korelacje o średnim natężeniu ( $0.3 < r < 0.5$ ) i bez wyjątku istotne statystycznie ( $p < 0.05$ ) ze wskaźnikiem NAO(H) występują w październiku, nieco słabsze w sierpniu. W E III (1971-1995), podwyższona siła związków przesunęła się o miesiąc wcześniej, występując w lipcu i wrześniu, jednocześnie pojawiają się silniejsze korelacje ujemne z temperaturą listopada i grudnia. Oznacza to, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III) po wystąpieniu zimy, w której zaznaczył się wzrost natężenia cyrkulacji zachodniej, temperatura lipca i września jest wyższa, natomiast listopad i grudzień stają się wyraźnie chłodniejsze. Stwierdzenie tych faktów stanowi kolejny argument, aby dokładniej zająć się ostatnią epoką cyrkulacyjną NAO.

## 5. Roczna amplituda temperatury a wartość wskaźnika NAO Hurrella

Roczna amplituda temperatury powietrza jest powszechnie uważana za jedną z istotniejszych wielkości charakteryzujących bieg temperatury powietrza. Za pomocą wartości rocznej amplitudy temperatury charakteryzuje się bezpośrednio, lub też pośrednio, kontynentalizm lub oceanizm klimatu, wykorzystując różnego rodzaju formuły, w skład których amplituda wchodzi jako jedyny lub jeden z kilku argumentów funkcji.

Tabela 7 - Table 7

Wartości współczynników korelacji liniowej ( r ) między maksymalną ( t max ) i minimalną ( t min ) temperaturą miesięczną w roku oraz roczną amplitudą temperatury ( A ) ze wskaźnikiem NAO Hurrella i ich istotność statystyczna ( p ) w kolejnych epokach cyrkulacyjnych NAO na stacjach Gdańsk-Wrzeszcz, Koszalin, Kraków, Warszawa i Wrocław. Współczynniki istotne statystycznie wydrukowano pogrubioną czcionką.

Uwaga: różna liczność korelowanych ze sobą par powoduje, że wartość współczynnika korelacji istotna statystycznie (  $p < 0.05$  ) jest odmienna w każdej epoce i całym ciągu

Values of linear correlation coefficients ( r ) between the maximum ( t max ) and minimum ( t min ) monthly air temperature in a year and annual amplitude of temperature ( A ) and the Hurrell NAO Index and their statistical significance ( p ) in the following NAO circulation epochs at the stations in Gdańsk-Wrzeszcz, Koszalin, Kraków, Warszawa and Wrocław. The values of coefficients statistically significant are in bold type.

Note: not equal number of correlated pairs causes that the value of correlation coefficient which is statistically significant (  $p < 0.05$  ) differs in each epoch and in the whole series

Epoka - Epoch			Gdańsk	Koszalin	Kraków	Warszawa	Wrocław
E 0 (1864 - 1899)	t min	r	<b>0.465</b>	<b>0.540</b>	<b>0.550</b>	<b>0.546</b>	<b>0.568</b>
		p	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000
	t max	r	<b>0.431</b>	<b>0.525</b>	0.239	0.312	0.240
p		0.009	0.001	0.161	0.064	0.159	
A	r	-0.290	<b>-0.342</b>	<b>-0.468</b>	<b>-0.405</b>	<b>-0.470</b>	
	p	0.086	0.041	0.004	0.014	0.004	
E I (1900 - 1929)	t min	r	0.319	0.317	0.130	0.328	0.262
		p	0.086	0.087	0.494	0.077	0.162
	t max	r	0.105	0.052	-0.071	0.034	-0.131
p		0.580	0.783	0.708	0.859	0.491	
A	r	-0.251	-0.261	-0.146	-0.293	-0.287	
	p	0.181	0.161	0.441	0.111	0.125	
E II (1930 - 1970)	t min	r	<b>0.477</b>	<b>0.528</b>	<b>0.408</b>	<b>0.410</b>	<b>0.465</b>
		p	0.002	0.000	0.008	0.008	0.002
	t max	r	0.020	0.202	0.066	-0.058	0.230
p		0.900	0.206	0.683	0.717	0.148	
A	r	<b>-0.439</b>	<b>-0.430</b>	<b>-0.386</b>	<b>-0.399</b>	<b>-0.390</b>	
	p	0.004	0.005	0.013	0.010	0.012	
E III (1971 - 1995)	t min	r	<b>0.503</b>	<b>0.512</b>	<b>0.452</b>	<b>0.498</b>	<b>0.491</b>
		p	0.010	0.009	0.023	0.011	0.013
	t max	r	0.367	<b>0.456</b>	0.050	0.137	0.380
p		0.071	0.022	0.811	0.512	0.061	
A	r	-0.390	-0.277	-0.382	<b>-0.430</b>	-0.286	
	p	0.054	0.179	0.060	0.032	0.166	
cały ciąg - - series 1864- 1995 (132 lata - - 132 years)	t min	r	<b>0.475</b>	<b>0.506</b>	<b>0.444</b>	<b>0.483</b>	<b>0.494</b>
		p	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	t max	r	0.130	<b>0.245</b>	0.043	0.037	0.151
p		0.138	0.004	0.621	0.669	0.080	
A	r	<b>-0.400</b>	<b>-0.376</b>	<b>-0.408</b>	<b>-0.436</b>	<b>-0.414</b>	
	p	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	

Ponieważ temperatura powietrza miesięcy zimowych wykazuje na analizowanych stacjach na ogół silne i dość silne związki z indeksem NAO(H) można przypuszczać, że i roczna amplituda temperatury będzie wyraźnie związana z tym wskaźnikiem. Przeprowadzona analiza korelacji dała wyniki, które zestawiono w tabeli 7.

W całym ciągu obserwacji (1864-1995) roczna amplituda temperatury na wszystkich analizowanych stacjach wykazuje związki istotne statystycznie z NAO(H), choć siła związków może być oceniona jako wykazująca jedynie średnie natężenie ( $0.5 > r > 0.3$ ). Nieznacznie silniejsze związki z NAO amplituda roczna wykazuje na stacjach w głębi kraju (Warszawa, Kraków, Wrocław), niż na północy Polski. W świetle rozkładu wartości współczynników korelacji maksymalnej i minimalnej temperatury miesięcznej z NAO (patrz tab. 7) jest jasne, że o wielkości wpływu NAO na wielkość amplitudy rocznej decyduje kształtowanie się pod wpływem zmian wskaźnika NAO temperatury minimalnej. Znak współczynnika korelacji amplitudy rocznej ze wskaźnikiem NAO(H) jest ujemny, co oznacza, że wzrost wartości NAO(H) pociąga za sobą zmniejszenie amplitudy rocznej. Przekładając to na ogólnie znane związki amplitudy temperatury rocznej z kontynentalizmem czy oceanizmem klimatu, można stwierdzić, że wzrost wartości wskaźnika NAO(H), któremu odpowiada wzrost natężenia przenosu mas powietrza z Atlantyku, pociąga za sobą spadek kontynentalizmu i odpowiedni wzrost oceanizmu. To ostatnie stwierdzenie nie należy do odkrywczych.

Podobnie jak i w przypadku temperatury rocznej, czy też średniej temperatury okresu zimowego, siła związku amplitudy rocznej z NAO(H) jest różna w poszczególnych epokach.

W pierwszej epoce cyrkulacyjnej NAO (E 0) wyniki analizy dają rezultaty trudne do oceny - na stacjach leżących na północy Polski istotny związek z zimowym wskaźnikiem NAO wykazują zarówno temperatura minimalna jak i maksymalna, natomiast związek amplitudy rocznej z NAO(H) jest tam słabszy niż na stacjach położonych w głębi kraju, przy czym w Gdańsku współczynnik korelacji nie osiąga nawet progu istotności statystycznej ( $r = -0.29$ ). Ogólnie - im dalej na południe, tym związek amplitudy rocznej ze wskaźnikiem zimowym NAO jest w tej epoce silniejszy, przy czym, silne i wysoce istotne korelacje zaznaczają się tam tylko z temperaturą minimalną. Sugeruje to, że w tej epoce wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku zimą silnie regulował na południu Polski wartość temperatury minimalnej, ta zaś określała wartość amplitudy rocznej. Średnia wartość wskaźnika NAO(H) w tej epoce jest ujemna.

Na wszystkich pięciu analizowanych stacjach zwraca uwagę brak istotnych statystycznie związków między wskaźnikiem NAO Hurrella a roczną amplitudą temperatury powietrza w E I (1900-1929), w której to epoce współczynniki korelacji zarówno minimalnej jak i maksymalnej miesięcznej temperatury z NAO również nie osiągają progu istotności statystycznej. Jest to epoka, w której średnia wartość wskaźnika NAO Hurrella osiąga wartość dodatnią.

W epoce E II (1930-1970) na wszystkich pięciu stacjach pojawiają się niezbyt silne ( $0.5 > r > 0.3$ ) ale istotne korelacje między amplitudą roczną a NAO, których przyczyną jest silniejszy związek temperatury minimalnej z NAO(H), przy braku związku między zimowym wskaźnikiem NAO a maksymalną temperaturą miesięczną. Nieco wyższe wartości współczynników korelacji występują na stacjach leżących w północnej Polsce. Średnia wartość wskaźnika NAO w tej epoce jest ujemna.

W ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (E III; 1971-1995) siła związku rocznej amplitudy temperatury z NAO ponownie maleje. Jedynie w Warszawie współczynnik korelacji przekracza próg istotności statystycznej, na pozostałych stacjach jest on niższy od |0.4|. Dzieje się tak mimo tego, że korelacje minimalnej temperatury miesięcznej z NAO(H) są na wszystkich stacjach dość wysokie i istotne statystycznie, a korelacje z maksymalną temperaturą miesięczną są wyraźnie podwyższone (za wyjątkiem Krakowa). Wartość średnia indeksu NAO w tej epoce jest dodatnia.

Z przedstawionej analizy wynika, że:

- wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem na kształtowanie się rocznej amplitudy temperatury powietrza wykazuje zmienne natężenie w funkcji czasu. W epokach, w których wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku osiąga średnio wartości ujemne, zmienność NAO wyraźniej reguluje zmienność rocznej amplitudy temperatury powietrza nad Polską niż w epokach, w których wskaźnik ten osiąga wartości dodatnie;

- wpływ zmian natężenia przenosu zachodniego zimą, charakteryzowany przez wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku, na kształtowanie cech oceanizacji czy kontynentalizacji klimatu jest poważny, lecz objaśnia niezbyt dużą część obserwowanej zmienności - od 25 do około 20%. Wiąże się to z tym, że zimowe NAO bądź nie ma wpływu, lub wywiera jedynie słaby wpływ na kształt maksymalnej temperatury miesięcznej, jak i z pewną niejednoznacznością związku kierunku adwekcji mas powietrza zimą, w przypadku, gdy NAO(H) przybiera ujemną wartość (przewaga cyrkulacji południkowej). Zimowy wskaźnik NAO jednoznacznie charakteryzuje kierunek adwekcji wtedy, gdy ma wartości dodatnie (przewaga przenosu powietrza z zachodu, znad Północnego Atlantyku). W przypadku nasilenia się cyrkulacji południkowej (ujemna wartość wskaźnika NAO(H)), obszar Polski może dostać się zarówno w strumieniu powietrza napływającego z sektorów od północno-zachodniego do południowo-wschodniego, jak i sektora południowo-zachodniego do południowego. W tym ostatnim przypadku, mimo ujemnych wartości wskaźnika, obserwuje się występowanie dość ciepłych zim na obszarze południowych i środkowych części Polski, co burzy ścisłość związków;

- silniejszy wpływ na zmienność rocznej amplitudy temperatury, a tym samym na zmienność kontynentalizmu czy oceanizmu na obszarze Polski, charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem wywiera na stacjach leżących w większym oddaleniu od brzegu Bałtyku. Na stacjach znajdujących się w bezpośrednim oddziaływaniu klimatycznym Bałtyku (Koszalin, Gdańsk) wpływy te są mniejsze. Można to wyjaśnić występowaniem przez cały czas silnego oddziaływania termicznego Bałtyku, stwarzającego wysoki poziom „tła” oceanicznych cech klimatu, „maskujący” wpływy NAO. Na tym wysokim poziomie tła oceanicznych cech klimatu obszarów przybrzeżnych wyraźne wpływy charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem zaznaczają się jedynie wtedy, gdy międzyroczna zmienność amplitudy wskaźnika NAO(H) jest odpowiednio duża; dotyczy to zwłaszcza sytuacji gdy występują większe wartości ujemne wskaźnika NAO. W głębi Polski, gdzie bezpośredni wpływ Bałtyku na termikę miesięcy zimowych jest znikomy, nawet mniejsze zmiany wskaźnika NAO(H) powodują dość dużą zmienność temperatury minimalnej.



## 6. Związki temperatury powietrza nad Polską ze wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998)

Ostatnia, współczesna, epoka cyrkulacyjna NAO (E III), na tle pozostałych, wcześniejszych epok, wykazuje znaczne odrębności. Średnia wartość wskaźnika NAO Hurrella w tej epoce jest najwyższa spośród odpowiednich średnich w poprzedzających epokach; właśnie w tej epoce wskaźnik NAO osiągnął najwyższą, nie notowaną wcześniej wartość równą 5.08 (rok 1989). Obserwuje się w tej epoce (w szeregu z lat 1971-1995) występowanie wyraźnego i silnego trendu dodatniego Oscylacji Północnego Atlantyku - natężenie przenosu zachodniego osiągnęło bardzo duże, wcześniej nie stwierdzone rozmiary. Powoduje to wystąpienie w reżimie termicznym Polski pewnych osobiwości, które sygnalizowano w poprzednich rozdziałach.

Wstępna analiza związków temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO, przeprowadzona na pięciu wcześniej omawianych stacjach polskich wykazała, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO obserwuje się wystąpienie szczególnie silnych związków między temperaturą okresu zimowego (grudzień - marzec) a zimowym wskaźnikiem NAO na obszarze północnej Polski, nadto obserwuje się występowanie istotnych statystycznie korelacji między zimowym wskaźnikiem NAO a temperaturą powietrza lipca i września, czyli miesięcy, które następują znacznie później. Obserwuje się w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO również wyraźne przesunięcie czasowe (przyspieszenie) związków miesięcznej temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO(H) w stosunku do poprzedniej epoki (E II, 1930-1970). Przymuszają te właśnie procesy stanowią o współcześnie zachodzących zmianach reżimu termicznego Polski.

Z tego, między innymi, względu postanowiono zająć się bardziej szczegółowo związkami temperatury powietrza nad obszarem Polski ze wskaźnikami Oscylacji Północnego Atlantyku, większy nacisk kładąc na kwestie ich zróżnicowania przestrzennego (regionalnego). Powstaje w tym wypadku jednak kilka kwestii.

Pierwszą kwestią jest zagadnienie „otwartości” ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO. Metoda, jaką zastosowano do wyznaczenia granic epok cyrkulacyjnych NAO - maksymalizacji różnic między średnimi odcinków szeregu czasowego i jednoczesnej minimalizacji trendu NAO w poszczególnych „epokach” (Marsz 1999) pozwoliła na wykazanie odrębności ostatniej epoki, liczonej od roku 1971 do 1995, od epoki poprzedniej. Metoda ta nie wyjaśnia jednak kwestii jej końca. Badania uwzględniające wartości wskaźnika NAO Hurrella od roku 1971 do roku 1999 pozwalają sądzić, że ta epoka cyrkulacyjna trwa nadal, za czym przemawia dodatnia wartość średnia wskaźnika NAO(H) i utrzymująca się nadal, mimo gwałtownego spadku wartości wskaźnika w roku 1996, dodatnia wartość jego trendu. Zmieniła się jednak w przedłużonym ciągu lat 1971-1999 w stosunku do ciągu z lat 1971-1995 średnia wartość wskaźnika NAO (+1.097) i wielkość trendu (+0.047).

Końcowy rok ciągów w badanych wcześniej pięciu stacjach to 1995. Moment ten został wymuszony przez ostatnią wartość ciągu z Gdańska-Wrzeszcza; dla zapewnienia porównywalności wyników postanowiono zamknąć badania ciągów na pozostałych stacjach na tym właśnie roku. Dalszymi, bardziej szczegółowymi badaniami postanowiono objąć nieco dłuższy ciąg obserwacyjny - okres lat 1970-1998 (29 lat). Ciąg ten rozpoczyna się od granicznego roku poprzedniej epoki

cyrkulacyjnej. Trzy ostatnie lata tego ciągu (1996-1998), jak można sądzić, należą do ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO. Do badań wykorzystano dane o temperaturze miesięcznej i rocznej z 29 stacji z tego okresu, względnie równomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski.

Druga kwestia wiąże się z chęcią unaocznienia różnic w rozkładach przestrzennych związków temperatury na obszarze Polski z NAO jakie zachodzą w ostatniej epoce cyrkulacyjnej w stosunku do epoki poprzedniej (E II; 1930-1970). Postanowiono do porównań przyjąć ciągi o dokładnie takiej samej długości (29 lat), aby współczynniki korelacji i współczynniki kierunkowe równań regresji w obu przypadkach były równoważne. Wobec tego, że trzecia (E II) epoka cyrkulacyjna liczy sobie 41 lat, powstaje problem, który odcinek czasowy wybrać do porównań. Ze względu na to, że ostatnia epoka cyrkulacyjna trwa nadal, a więc badany jest przebieg od jej początku, zdecydowano, że do porównań przyjmie się również 29 lat od początku poprzedniej epoki cyrkulacyjnej NAO. Ostatecznie zdecydowano przyjąć do porównań okres lat 1931-1959. Eliminuje to z rozważań zdecydowanie „nietypową” dekadę lat sześćdziesiątych, wyjątkową na tle ostatniego stulecia, w której zaznaczyło się globalne ochłodzenie ( $\sim -0.5^{\circ}\text{C}$  w skali dekady; Landsberg 1974, Mitchell [Mitchell] 1974)<sup>2</sup>. W tej dekadzie wystąpiła kumulacja lat o dużych i bardzo dużych wartościach ujemnych wskaźnikach NAO(H), z którymi związane były wyjątkowo niskie temperatury zim na obszarze Polski (ale również w Europie Zachodniej, Skandynawii i atlantyckim sektorze Arktyki, nad środkową częścią i stanami wschodniego wybrzeża USA, etc). Uwzględnione w tym okresie są natomiast dekady lat trzydziestych, czterdziestych i pięćdziesiątych, charakteryzujące się również zdecydowanie zwiększoną częstością występowania dużych ujemnych wartości zimowych wskaźników NAO (zimny lat 1935/36, 1939/40, 1940/41, 1941/42, 1946/47, 1950/51, 1955/56, 1956/57). Wykorzystany dla porównania okres lat 1931-1959 jest nieco łagodniejszy od średniej dla całości E II, pewne jest jednak, że nie dochodzi w tym przypadku do efektu „przerysowania”, do jakiego doszłoby, gdyby użyć do tego celu na przykład okresu lat 1941-1969.

Trzecia kwestia jest związana z tym, że autorzy nie dysponowali dla obu epok zestawem tych samych stacji. Z tego względu charakter związków zachodzących między wskaźnikami Oscylacji Północnego Atlantyku a temperaturą powietrza na obszarze Polski w obu epokach przedstawiony jest w postaci map, pozwalających na łatwe porównanie generalnych cech rozkładów przestrzennych. Niestety, nie można uznać, że tak przeprowadzona analiza jest w pełni porównywalna, mimo, że użyto do jej przeprowadzenia takiej samej liczby stacji. Zważywszy jednak na metodę konstrukcji map (interpolacja) i fakt, że ponad połowa tych samych stacji

---

<sup>2</sup> Tak, jak obecnie rysuje się katastroficzne wizje związane z globalnym ociepleniem, z początkiem dekady lat 70. XX wieku snuto katastroficzne wizje nadciągającej epoki lodowej, związanej z globalnym ochłodzeniem, kiedy to temperatura w skali globu w ciągu niespełna 10 lat (dekada 1961-1970) obniżyła się o  $0.5^{\circ}\text{C}$ . Przyczyną globalnego ochłodzenia miała być, według klimatologów (głównie amerykańskich), działalność człowieka. Wzrastające spalanie paliw kopalnych miało wprowadzać do atmosfery stale narastające ilości aerozoli i pyłów, przyczyniających się do wzrostu zachmurzenia, zwiększającego albedo atmosfery i zmniejszającego dopływ promieniowania do powierzchni Ziemi. Skonstruowano szereg bardzo przekonujących modeli matematycznych. Szerzej na ten temat patrz np. Mitchell (Jr), 1971: The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *Journ. Appl. Meteorol.*, 10: 703-711, również McCormick i Ludwig, 1967: Climate modification by atmospheric aerosols. *Science*, 156: 1358-1359.

(~58%) użyta jest do konstrukcji map dla obu epok, można sądzić, iż mimo wszystkich zastrzeżeń, można wyciągać z tak opracowanego materiału wnioski zbliżone do rzeczywistości.

Średnia miesięczna temperatura powietrza mierzona w latach 1970-1998 na stacjach polskich jest silnie skorelowana z wartościami miesięcznych wskaźników NAO Rogersa (Azory-Islandia) i Jonesa (Gibraltar-Islandia). Zestawienie wartości współczynników korelacji zachodzących między tymi wartościami dla wybranych stacji na obszarze Polski w okresie 29-letnia 1970-1998 zawiera tabela 8. Stacje zostały tak dobrane, aby ich ułożenie tworzyło profile przecinające Polskę z NW na SE i NE na SW.

Tabela 8 - Table 8

Wartości współczynników korelacji między miesięcznymi wskaźnikami NAO Rogersa (R) i Jonesa (J) a średnią miesięczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach polskich oraz między roczną wartością wskaźnika NAO a temperaturą średnią roczną (1970-1998; n = 29). Wartości współczynników korelacji istotnych na poziomie  $p < 0.05$  oznaczono pogrubioną czcionką

Values of correlation coefficients between the monthly Rogers NAO Index (R) and the Jones NAO Index (J) and the mean monthly air temperature at given Polish station and between annual value of the NAO Index and mean annual temperature (1970-1998; n = 29). Values of correlation coefficients at the significance level  $p < 0.05$  are printed in bold type

Stacja - Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Świnoujście (R)	<b>0.84</b>	<b>0.71</b>	<b>0.45</b>	<b>0.40</b>	0.00	0.33	0.10	<b>0.47</b>	<b>0.53</b>	<b>0.45</b>	0.37	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>
Suwałki (R)	<b>0.78</b>	<b>0.69</b>	<b>0.39</b>	0.31	0.02	0.05	0.13	<b>0.57</b>	<b>0.42</b>	0.35	0.36	<b>0.68</b>	<b>0.61</b>
Łódź (R)	<b>0.82</b>	<b>0.71</b>	0.36	<b>0.40</b>	-0.01	0.14	0.12	<b>0.64</b>	<b>0.42</b>	<b>0.60</b>	0.43	<b>0.58</b>	<b>0.65</b>
Zgorzelec (R)	<b>0.82</b>	<b>0.73</b>	<b>0.42</b>	0.33	0.05	0.11	0.05	<b>0.62</b>	<b>0.45</b>	<b>0.63</b>	0.35	<b>0.58</b>	<b>0.62</b>
Zamość (R)	<b>0.73</b>	<b>0.64</b>	<b>0.39</b>	<b>0.38</b>	-0.12	-0.02	0.22	<b>0.59</b>	0.35	<b>0.39</b>	0.31	<b>0.50</b>	<b>0.64</b>
Świnoujście (J)	<b>0.82</b>	<b>0.75</b>	<b>0.53</b>	0.29	0.05	0.01	-0.28	0.31	0.24	<b>0.65</b>	<b>0.45</b>	<b>0.63</b>	<b>0.58</b>
Suwałki (J)	<b>0.76</b>	<b>0.71</b>	<b>0.41</b>	0.21	-0.12	-0.35	-0.24	0.32	0.03	<b>0.59</b>	<b>0.38</b>	<b>0.62</b>	<b>0.54</b>
Łódź (J)	<b>0.78</b>	<b>0.73</b>	<b>0.40</b>	0.25	-0.13	-0.08	-0.28	<b>0.41</b>	0.14	<b>0.57</b>	<b>0.44</b>	<b>0.59</b>	<b>0.59</b>
Zgorzelec (J)	<b>0.79</b>	<b>0.79</b>	<b>0.48</b>	0.19	0.02	0.02	-0.32	<b>0.48</b>	0.32	<b>0.65</b>	<b>0.44</b>	<b>0.65</b>	<b>0.64</b>
Zamość (J)	<b>0.73</b>	<b>0.68</b>	<b>0.43</b>	0.25	-0.18	-0.23	-0.25	<b>0.40</b>	0.04	<b>0.40</b>	0.35	<b>0.43</b>	<b>0.63</b>

Wszystkie istotne statystycznie współczynniki korelacji, nawet w sierpniu, wrześniu i październiku, mają znak dodatni, co oznacza, że wzrost natężenia prądu zachodniego nad Północnym Atlantykiem i NW Europą pociąga za sobą wzrost temperatury powietrza nad obszarem Polski. Zwraca uwagę, że jedynie temperatura powietrza w maju, czerwcu i lipcu nie wykazuje związku ze wskaźnikiem Rogersa a ze wskaźnikiem Jonesa dodatkowo w kwietniu i wrześniu.

Trzeba w tym miejscu zwrócić uwagę, na to, że w czerwcu i lipcu, znaki współczynników korelacji są odmienne w przypadku korelacji ze wskaźnikiem Rogersa (Azory - Islandia) i Jonesa

(Gibraltar - Islandia). Korelacje ze wskaźnikiem Rogersa mają znaki dodatnie<sup>3</sup>, ze wskaźnikiem Jonesa - ujemne. Wiąże się to, ze wspomnianą już, niejednoznacznością wskaźnika Jonesa. W sytuacji, gdy oś Wyżu Azorskiego jest mocniej przesunięta ku północy, co często zdarza się latem, przy dodatniej wartości tego wskaźnika nad Polskę może (w zależności od zasięgu wyżu ku wschodowi) napływać również powietrze z sektora od N do NW, przy ujemnej wartości tego wskaźnika Polska może znajdować się w silnym strumieniu powietrza z S. Tak więc nie w każdym przypadku można utożsamiać występowanie cyrkulacji strefowej (zachodniej) nad Polską z dodatnią wartością wskaźnika Jonesa i niekoniecznie oznacza to, że napływ powietrza z zachodu pociąga za sobą spadki temperatury w miesiącach letnich (Wibig, 2000b). Omawiane wyżej związki są jednak bardzo słabe i nieistotne statystycznie.

Korelacje wskaźników NAO Rogersa i Jonesa z temperaturą powietrza w listopadzie są również dodatnie, lecz poza Łodzią w przypadku wskaźnika Rogersa, nie przekraczają progu istotności statystycznej. Najsilniejsze korelacje występują w miesiącach zimowych (grudzień, styczeń, luty). Zaskakująca jest jednak siła związków między temperaturą powietrza w sierpniu i październiku a wskaźnikami NAO w tym miesiącu.

Trendy miesięcznych wskaźników NAO Rogersa w E III są zróżnicowane; przeważają trendy dodatnie, które występują w styczniu (0.02 / rok), lutym (0.06), marcu (0.05), kwietniu (0.05), lipcu (0.07), sierpniu (0.05) i październiku (0.01). Trend ujemny występuje w maju (-0.12; jedyny miesiąc o trendzie istotnym statystycznie), czerwcu (-0.05), listopadzie (-0.01) i grudniu (-0.02). Trend we wrześniu jest okołozerowy (-0.000). Zgodność znaku trendu temperatury powietrza w danym miesiącu (średnia obszarowa dla Polski) z trendem wskaźnika NAO Rogersa w tym samym miesiącu zaznacza w styczniu, lutym, marcu<sup>4</sup>, kwietniu, lipcu, sierpniu, październiku, listopadzie i grudniu. Ponieważ z wymienionych miesięcy, w których występuje zgodność trendu miesięcznej temperatury powietrza i indeksu NAO Rogersa, trend NAO w listopadzie i grudniu jest ujemny, trend temperatury powietrza w tych miesiącach jest również ujemny. Niezgodność znaku trendu wskaźnika NAO i trendu temperatury powietrza nad Polską zaznacza się w maju i czerwcu, kiedy to ujemnemu trendowi wskaźnika NAO odpowiada dodatni trend temperatury powietrza. To ostatnie może być powodem zwiększonej częstości występowania sytuacji antycyklonalnych w tych miesiącach, zwiększonym dopływem radiacji słonecznej w warunkach obniżonego zachmurzenia i tym samym wzrostu temperatury powietrza.

Występowanie ujemnego trendu wskaźnika NAO w listopadzie i grudniu w czasie ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO być może stanowi przyczynę stwierdzonego spadku temperatury powietrza w tych miesiącach (Kożuchowski i in. 1999, Kożuchowski (red.) 2000). Jest to o tyle prawdopodobne, że równania liniowe wiążące temperaturę grudnia z grudniowym wskaźnikiem NAO Rogersa są niemal na wszystkich analizowanych stacjach istotne statystycznie ( $p \sim 0.003 - 0.01$ )

---

<sup>3</sup> Przywiązywanie uwagi do znaku współczynnika korelacji przy długości szeregu składającego się z 29 elementów, gdy wartość  $r$  jest mniejsza od 0.08 jest bezzasadne, gdyż o znaku współczynnika w takim przypadku decyduje znak odchylenia jednego elementu. Z tego względu autorzy uznają, że w przypadku korelacji ze wskaźnikiem Rogersa występuje tylko jeden ujemny współczynnik korelacji (maj, Zamość).

<sup>4</sup> Dodatnia, średnia dla Polski, wartość trendu temperatury powietrza w E III w marcu jest w dużym stopniu statystycznie „wymuszona” przez dość wysokie wartości trendu występujące na obszarze NW i W Polski, gdy na części stacji w głębi kraju w tym samym miesiącu występuje słaby trend ujemny.

zaś podobne równania dla listopada na znacznej części Polski (Poznań, Kalisz, Łódź, Kielce, Kraków, Zakopane, Lesko) zbliżają się do progu istotności statystycznej ( $p \sim 0.05 - 0.10$ )

Wartości współczynników korelacji między rocznym wskaźnikiem NAO Rogersa a średnią roczną temperaturą powietrza są dość duże, lecz średnio nie wyższe niż korelacje między temperaturą roczną a zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella. Przeglądając tabelę 8 zauważa się nieco silniejsze związki między roczną temperaturą powietrza a wskaźnikiem Rogersa niż ze wskaźnikiem Jonesa. Ta sama tabela daje najbardziej ogólne wyobrażenie o rozkładzie przestrzennym występujących związków na obszarze Polski.

Szczególnie silny związek między temperaturą powietrza w Polsce a wartościami wskaźników NAO obserwuje się w miesiącach zimowych, przy czym siła związków jest największa w styczniu. W tym przypadku, wobec silnego osłabienia dopływu promieniowania do powierzchni, wzrost natężenia cyrkulacji zachodniej, przynoszącej masę powietrza ogrzaną nad Północnym Atlantykiem nad obszar naszego kraju, powodować musi wyraźny wzrost temperatury powietrza.

Wskaźnik NAO Hurrella, będący wskaźnikiem zimowym (średnia z grudnia, stycznia, lutego i marca; Lizbona-Islandia) daje dla miesięcy zimowych podobny obraz, choć wartości współczynników korelacji z poszczególnymi średnimi miesięcznymi są tu nieco mniejsze.

Tabela 9 - Table 9

Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) równań liniowych wiążących temperaturę powietrza okresu zimowego (średnia z okresu grudzień-marzec) ze wskaźnikiem NAO Hurrella na stacjach polskich (1971-1998, 28 lat, III epoka cyrkulacyjna NAO)

Values of constant term (A) and regression coefficient (b) in linear functions relating air temperature from the winter season (mean value over the period December - March) to the Hurrell NAO Index at Polish station (1971-1998, 28-year period, NAO circulation epoch III)

Stacja Station	A	b	adj. R <sup>2</sup>	p <	Stacja Station	A	b	adj. R <sup>2</sup>	p <
Białystok	-2.75	0.87	0.582	0.000	Siedlce	-1.89	0.81	0.544	0.000
Elbląg	-0.93	0.78	0.566	0.000	Ślubice	0.61	0.72	0.556	0.000
Gdynia	0.47	0.72	0.624	0.000	Suwałki	-3.46	0.90	0.590	0.000
Gorzów	0.05	0.71	0.566	0.000	Szczecin	0.50	0.75	0.575	0.000
Kalisz	-0.41	0.71	0.540	0.000	Szczecinek	-0.90	0.77	0.586	0.000
Kielce	-1.68	0.66	0.474	0.000	Szrenica	-4.86	0.40	0.289	0.002
Koszalin	0.09	0.72	0.597	0.000	Świnoujście	0.61	0.71	0.609	0.000
Kraków	-0.18	0.58	0.392	0.000	Toruń	-0.86	0.79	0.578	0.000
Lesko	-1.17	0.45	0.224	0.007	Ustka	0.37	0.70	0.597	0.000
Łódź	-0.97	0.70	0.522	0.000	Warszawa	-0.93	0.75	0.521	0.000
Mława	-1.98	0.81	0.578	0.000	Wrocław	0.23	0.68	0.481	0.000
Olsztyn	-1.84	0.82	0.579	0.000	Zakopane	-2.77	0.46	0.312	0.002
Poznań	-0.19	0.71	0.544	0.000	Zamość	-1.96	0.82	0.521	0.000
Racibórz	-0.06	0.60	0.378	0.000	Zgorzelec	0.24	0.66	0.524	0.000
Rzeszów	-1.26	0.67	0.407	0.000					

Jeśli za miarę charakteru termicznego zimy na stacjach z obszaru Polski przyjęć średnią temperaturę powietrza z okresu grudzień - marzec, to korelacje między wartościami wskaźnika NAO Hurrella (DJFM) a tak obliczoną średnią temperaturą powietrza są wysokie i wszystkie wysoce istotne statystycznie. Zależność temperatury powietrza okresu zimowego na danej stacji ( $T_s(12-03)$ ) można traktować jako  $T_s(12-03) = f(\text{NAO}(H))$ . Z bardzo dobrym przybliżeniem funkcję tę można opisać zależnością liniową. Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) równań liniowych charakteryzujących zależność zimowej temperatury powietrza od wartości współczynnika NAO Hurrella w danym roku zestawione są w tabeli 9. Dane dotyczą 28-letniego okresu 1971-1998, czyli pochodzą w pełni z ostatniej, III epoki cyrkulacyjnej NAO. Oznaczenie "popr. R<sup>2</sup>" podaje wartość współczynnika determinacji (kwadrat współczynnika regresji wielokrotnej poprawiony na liczbę stopni swobody).

Jak wynika z danych zestawionych w tabeli 9, najwyższe objaśnienie zmienności temperatury powietrza zimą przez zmiany wskaźnika NAO wykazują stacje leżące bezpośrednio w pobliżu linii brzegowej morza (Gdynia, Ustka, Świnoujście), tam zmienność NAO objaśnia około 60% wariancji temperatury zimy. Najslabiej zmienność zimowego wskaźnika NAO objaśnia zmiany temperatury na stacjach leżących w górach lub na przedgórzu (Szrenica, Racibórz, Zakopane, Rzeszów, Lesko). Na zdecydowanej większości obszaru kraju zmienność wartości wskaźnika NAO Hurrella objaśnia od pięćdziesięciu kilku do czterdziestu kilku % zmienności zimowej temperatury powietrza, co odpowiada wartości współczynnika korelacji wielokrotnej od 0.79 do 0.60. Istotność statystyczna równań liniowych wiążących wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku z temperaturą powietrza okresu grudzień-marzec na obszarze Polski jest bardzo wysoka; na wielu stacjach p jest mniejsze od 0.000 000.

Najistotniejszymi wartościami charakteryzującymi związek temperatury powietrza nad obszarem Polski ze wskaźnikiem NAO(H) jest wartość współczynnika kierunkowego równania regresji b, określający o ile stopni zmienia się temperatura powietrza przy zmianie wartości NAO(H) o jedną jednostkę (siła związku) i wskaźnik determinacji, określający odsetek objaśnienia zmienności temperatury przez zmienność NAO(H) w badanym okresie. Obraz rozkładu tych wielkości na obszarze Polski przedstawia ryc. 33.

Waga zmian wartości NAO(H) dla kształtowania międzyrocznej zmienności temperatury powietrza okresu grudzień - marzec rośnie wraz z przemieszczaniem się na północ i wschód Polski. Maksimum ( $b = 0.9$ ) występuje na NE skraju Polski (rejon Suwałk), izolinia minimum tej wartości ( $\sim 0.40-0.45$ ) ciągnie się wzdłuż kulminacji Sudetów, przez Bramę Morawską i dalej wzdłuż linii Karpat. Większość obszaru Polski (>80%) objęta jest wartościami b większymi od 0.6. Ponieważ wielkość odchylenia standardowego ( $\sigma_n$ ) wskaźnika NAO(H) w okresie 1971-1998 wynosi około  $\pm 2$  (2.08), oznacza to, że zmiana wartości wskaźnika NAO(H) w granicach od  $-2 \sigma_n$  do  $+2 \sigma_n$  zmienia średnią temperaturę okresu grudzień - marzec na większości obszaru Polski od  $\pm 2.4^\circ$  do  $\pm 3.6^\circ$  w stosunku do średniej wieloletniej. Jedynie na obszarach przedgórskich i górskich wpływ ten jest wyraźnie mniejszy ( $\pm 2.4$  do  $\pm 1.6^\circ$ ).

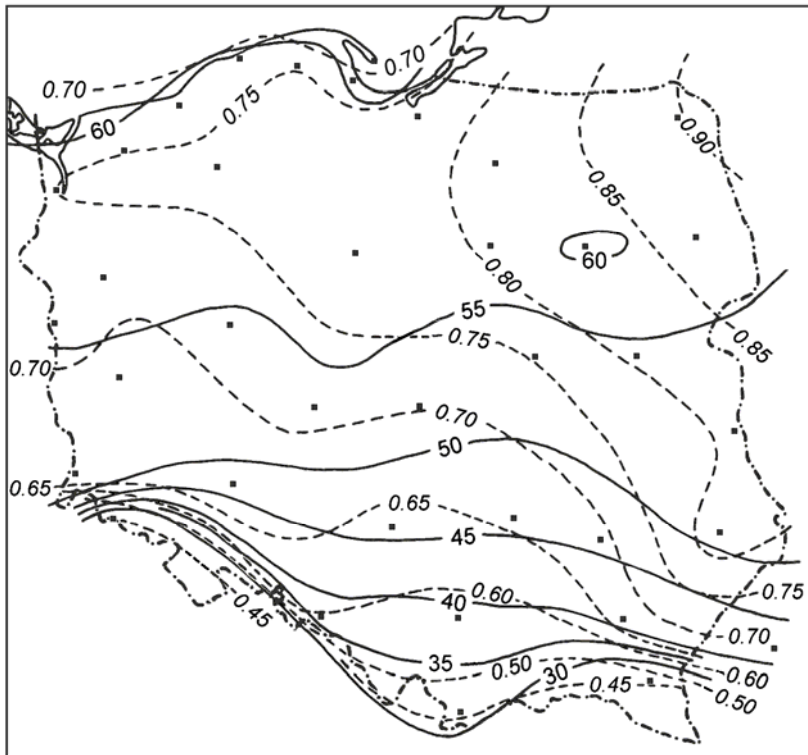
Wartość wagi (współczynnika b) obarczona jest dodatkowo przez nieuwzględniane w szacunkach warunki lokalne danej stacji (np. wyniesienia nad poziom morza, ekspozycji, położenia względem rzeźby otaczającej ...), stąd nie będzie się tutaj podejmowało bardziej szczegółowych

prób interpretacji obrazu przedstawionego na rycinie 33. Jedyne czytelne i wyraźne elementy rozkładu przestrzennego wartości współczynnika  $b$ , za które można czynić odpowiedzialnym warunki lokalne to duże gradienty zmian na obszarach górskich i przedgórskich, związane ze wzrostem wysokości nad poziom morza i klimatycznym oddziaływaniem bariery hipsometrycznej gór oraz wyraźny spadek wartości współczynnika  $b$  wzdłuż linii brzegowej Bałtyku, związany ze wspomnianym w poprzednim rozdziale tłumieniem wpływów cyrkulacyjnych na zmiany temperatury powietrza przez termiczne oddziaływanie wód Bałtyku.

Rozkład współczynnika determinacji równań liniowych opisujących związek temperatury powietrza okresu grudzień - marzec ze wskaźnikami NAO(H) na obszarze Polski jest w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO wyraźnie strefowy. Izolinie przebiegają generalnie równoleżnikowo. Maksymalne wartości współczynnika determinacji, około 60%, występują wzdłuż linii brzegowej Bałtyku, izolinia wartości 50% biegnie od Zgorzelca do Zamościa. Oznacza to, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej zmienność zimowego wskaźnika NAO objaśnia na około 65-70% powierzchni Polski ponad połowę zimowej zmienności temperatury powietrza. Na południu Polski zmienność temperatury powietrza okresu grudzień - marzec jest objaśniana w mniejszym stopniu, jednak nawet na stacjach górskich i podgórskich zmienność NAO objaśnia od 22 (Polska SE; Lesko) do 30% (Zakopane, Szrenica) zmienności temperatury powietrza w tej epoce.

Porównanie obrazu rozkładu przestrzennego tych samych charakterystyk związków temperatury powietrza okresu grudzień - marzec ze wskaźnikiem NAO(H) występujących w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej (E II, 29 lat; 1931-1959, patrz ryc. 34) z ich rozkładem w E III wskazuje na ich całkowitą odmienność. W 29-leciu z epoki E II układ izolinii wartości współczynnika determinacji wykazuje generalnie przebieg z NE na SW, największe wartości współczynnika determinacji występują w NW części Polski, przy czym maksimum objaśnienia zmienności temperatury powietrza okresu zimowego przez zmienność NAO(H) nie przekracza 40% (Szczecin; 39%). Podobne wartości współczynnika determinacji, jak maksymalne na obszarze Polski w E II, w E III występują na obszarze pasa przedgórzy. Wartości współczynnika determinacji w E II szybko i jednostajnie zmniejszają się ku SE, osiągając w Karpatach i na SE krańcu Polski wartości poniżej 10%. Siła związku temperatury powietrza z NAO(H) jest również wyraźnie mniejsza - niewielkie, izolowane, obszary występowania maksimum oddziaływania ( $b > 0.8$ ) lokuje się na południe od Zatoki Gdańskiej i w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego, większy obszar objęty izolinia  $b = 0.75$  obejmuje Pojezierze Pomorskie, Północną Wielkopolskę, Kujawy, Dolinę Dolnej Wisły, Pojezierze Chełmińskie i Brodnickie oraz Warmię. Ku południowi siła oddziaływania NAO(H) na temperaturę okresu zimowego szybko spada,  $b$  na obszarze Karpat osiąga wartość mniejszą niż 0.4.

Podobny do opisanego obraz uzyskuje się, jeżeli analizuje się rozkłady współczynników regresji i współczynników determinacji z okresu styczeń-marzec. Wartości współczynników kierunkowych i współczynników determinacji stają się nieco mniejsze, lecz zasadnicze cechy ich rozkładu przestrzennego pozostają bez większych zmian. Oznacza to, że przeciętnie rola cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem w grudniu na kształtowanie temperatury powietrza okresu zimowego nad Polską nie jest w tej epoce znacząca.

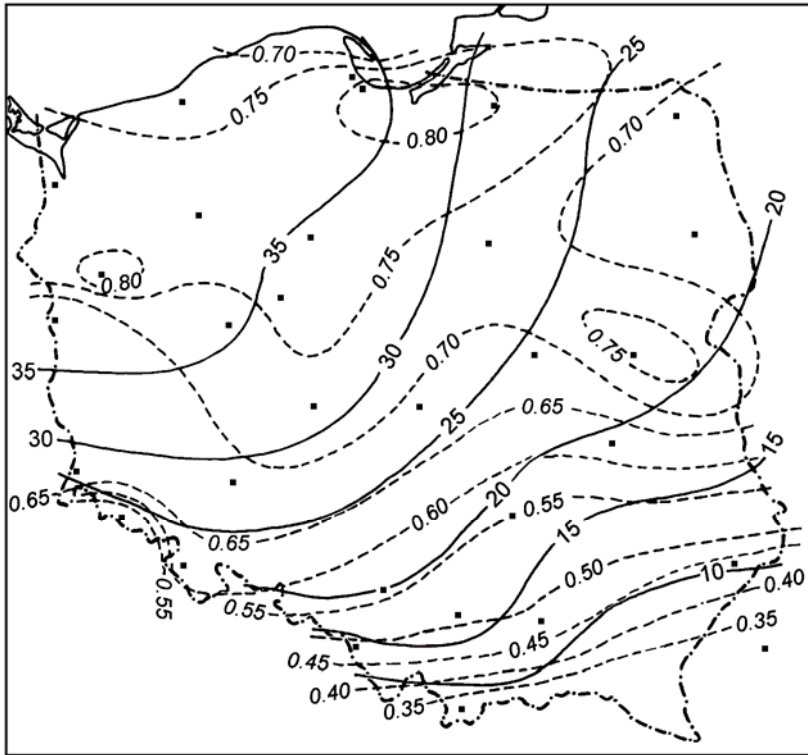


Ryc. 33. Rozkład wartości współczynnika regresji liniowej ( $b$ ) wiążącej średnią temperaturę powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) ze wskaźnikiem NAO Hurrella ( $\Delta t = b \cdot \text{NAO}(H)$ ) - linia przerywana oraz współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) - linia ciągła [%], określających odsetek zmienności temperatury powietrza okresu zimowego ( $T_z$ ) na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (E III, 1971-1998) przez zmienność wskaźnika NAO(H) w równaniach typu  $T_z = A + b \cdot \text{NAO}(H)$

Fig. 33. Spatial distribution of the value of linear regression coefficient ( $b$ ) relating the mean air temperature in the winter season (December - March) to the Hurrell NAO Index ( $\Delta t = b \cdot \text{NAO}(H)$ ) - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) - solid line [%], defining the percentage of variability of air temperature in the winter season ( $T_z$ ) in Poland in the last circulation epoch (E III, 1971-1998) with the variability of NAO(H) index in linear function such as  $T_z = A + b \cdot \text{NAO}(H)$

Porównanie rozkładu przestrzennego wartości współczynników determinacji równań wiążących temperaturę powietrza okresu zimowego z NAO i wartości wag (współczynników kierunkowych) obu epok cyrkulacyjnych potwierdza stwierdzony wcześniej zasadniczy wzrost roli cyrkulacji atmosferycznej funkcjonującej nad Północnym Atlantykiem w kształtowaniu temperatury powietrza okresu zimowego w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO i jednocześnie wskazuje, że od czasu poprzedniej epoki cyrkulacyjnej nastąpiła całkowita przebudowa pola oddziaływania NAO na obszarze naszego kraju.





Ryc. 34. Rozkład wartości współczynnika regresji liniowej (b) wiążącej średnią temperaturę powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) ze wskaźnikiem NAO Hurrella ( $\Delta t = b \cdot \text{NAO}(H)$ ) - linia przerywana oraz współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) - linia ciągła [%], określających odsetek zmienności temperatury powietrza okresu zimowego (Tz) na obszarze Polski w 28-leciu 1931-1959 (E II) przez zmienność wskaźnika NAO(H) w równaniach typu  $Tz = A + b \cdot \text{NAO}(H)$

Fig. 34. Spatial distribution of the value of linear regression coefficient (b) relating the mean air temperature in the winter season (December - March) to the Hurrell NAO Index ( $\Delta t = b \cdot \text{NAO}(H)$ ) - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) - solid line [%], defining the percentage of variability of air temperature in the winter season (Tz) in Poland over the 28-year period 1931-1959 (E II) with the variability of NAO(H) index in linear function such as  $Tz = A + b \cdot \text{NAO}(H)$

Jeśli przeprowadzi się analizę związków temperatury miesięcznej stycznia, lutego i marca z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella na polskich stacjach, ujawniają się różnice w charakterze rozkładu w czasie zimy związków między poprzednią (E II) a obecną epoką cyrkulacyjną NAO (E III). Charakterystyki równań regresji stycznia, lutego i marca dla pięciu stacji tworzących profile przez Polskę przebiegające z NW na SE i NE na SW w E II i E III są zestawione w tabeli 10.

Wartości przytoczone w tabeli 10 wskazują, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO zaznaczają się silne i istotne statystycznie związki między wartością zimowego wskaźnika NAO a temperaturą powietrza we wszystkich trzech miesiącach zimy, przy czym największa siła związku

między NAO(H) a temperaturą zaznacza się w styczniu ( $b > 1.0$ ). Siła związku jest największa na północy i wschodzie kraju, nieznacznie obniżając się ku SW. Zmienność wskaźnika NAO(H) objaśnia od nieco ponad 40% zmienności temperatury miesięcznej stycznia na północy do 37% na pozostałym obszarze Polski (za wyjątkiem gór). Po styczniu siła związków stopniowo maleje, ale zarówno w lutym jak i marcu równania wiążące temperaturę miesięczną z NAO(H) są istotne na poziomie ufności 99% ( $p < 0.01$ ) i objaśniają przeciętnie (poza lutym w Zgorzelcu) od 22 do 33% zmienności temperatury miesięcznej na danej stacji. Mimo tego, że w marcu siła związku staje się mniejsza niż w lutym ( $b$  w marcu od 0.62 do 0.54, w lutym 1.07 - 0.63), stopień objaśnienia zmienności temperatury marca przez zmienność NAO(H) na obszarze Polski jest większy niż w lutym.

Tabela 10 - Table 10

Porównanie wartości współczynników kierunkowych ( $b$ ) równań liniowych charakteryzujących związek miesięcznej temperatury powietrza stycznia (01), lutego (02) i marca (03) ze wskaźnikiem NAO Hurrella, wartości współczynnika determinacji (adj.  $R^2$ ) i istotność statystyczna tych równań ( $p$ ) na wybranych stacjach polskich w II (1931-1959) i III (1970-1998) epoce cyrkulacyjnej NAO. Wartości współczynników  $b$  w równaniach istotnych statystycznie ( $p < 0.05$ ) pogrubione

Comparison between values of regression coefficients ( $b$ ) in linear functions defining the relation of mean monthly air temperature in January (01), February (02) and March (03) and the Hurrell NAO Index, the values of determination coefficient (adj.  $R^2$ ) and the statistical significance ( $p$ ) of these functions at given Polish station in NAO circulation epoch II (1931-1959) and III (1970-1998).

The values of regression coefficients ( $b$ ) in statistically significant functions ( $p < 0.05$ ) are in bold type

Stacja Station		1931-1959 (E II)			1970-1998 (E III)		
		01	02	03	01	02	03
Szczecin	$b$	0.69	<b>1.58</b>	<b>0.63</b>	<b>1.14</b>	<b>0.81</b>	<b>0.61</b>
	adj. $R^2$	0.083	0.412	0.164	0.420	0.235	0.331
	$p <$	0.0715	0.0002	0.0170	0.0001	0.0045	0.0001
Suwałki	$b$	0.43	<b>1.65</b>	0.52	<b>1.31</b>	<b>1.07</b>	<b>0.62</b>
	adj. $R^2$	0.000	0.375	0.038	0.437	0.278	0.292
	$p <$	0.3812	0.0003	0.1560	0.0001	0.0020	0.0015
Łódź	$b$	0.56	<b>1.50</b>	0.47	<b>1.04</b>	<b>0.80</b>	<b>0.54</b>
	adj. $R^2$	0.023	0.342	0.055	0.371	0.220	0.221
	$p <$	0.2110	0.0006	0.1160	0.0003	0.0060	0.0060
Zgorzelec	$b$	0.60	<b>1.35</b>	0.44	<b>1.03</b>	<b>0.63</b>	<b>0.55</b>
	adj. $R^2$	0.043	0.266	0.046	0.373	0.141	0.230
	$p <$	0.1444	0.0025	0.1370	0.0003	0.0256	0.0050
Zamość	$b$	0.19	<b>1.22</b>	0.24	<b>1.14</b>	<b>0.97</b>	<b>0.62</b>
	adj. $R^2$	0.000	0.232	0.000	0.373	0.240	0.247
	$p <$	0.6956	0.0048	0.5000	0.0003	0.0042	0.0036

W analizowanym 29-leciu z epoki E II bardzo silne ( $b$  od 1.65 do 1.22) i istotne ( $p < 0.01$ ) związki temperatury miesięcznej z NAO(H) występowały w lutym. Zmienność NAO objaśniała od 40% zmienności temperatury lutego na NW części Polski do 23% w SE części kraju. Związki

temperatury miesięcznej ze wskaźnikiem NAO(H) w styczniu i marcu były nieistotne statystycznie; estymowane wartości współczynnika b na obszarze Polski są niewiarygodne (błąd standardowy oszacowania wartości b jest większy od wartości współczynnika kierunkowego), stąd określenie siły związku na ich podstawie również jest mało wiarygodne. W styczniu i marcu zmienność NAO(H), poza NW częścią Polski, praktycznie wcale nie objaśnia zmienności temperatury powietrza. (współczynniki determinacji osiągają wartości od 5% do 0%). Jako przykład zmian, jakie nastąpiły między epokami E II a E III w charakterze oddziaływania zimowego wskaźnika NAO na kształtowanie temperatury miesięcznej przedstawia się mapy rozkładu współczynnika determinacji równań wiążących temperaturę miesięczną stycznia i lutego z NAO(H) - ryciny 35-38.

Interpretując przedstawione wyniki można stwierdzić, że w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej zimowa cyrkulacja nad Północnym Atlantykiem wyraźnie i silnie regulowała temperaturę powietrza nad Polską jedynie w lutym, nie wykazując praktycznie wpływu na temperaturę stycznia i marca. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej zimowa cyrkulacja atmosferyczna nad Północnym Atlantykiem reguluje temperaturę powietrza nad Polską we wszystkich miesiącach zimy, przy czym najsilniejsze związki zaznaczają się w styczniu i stopniowo słabną do marca.

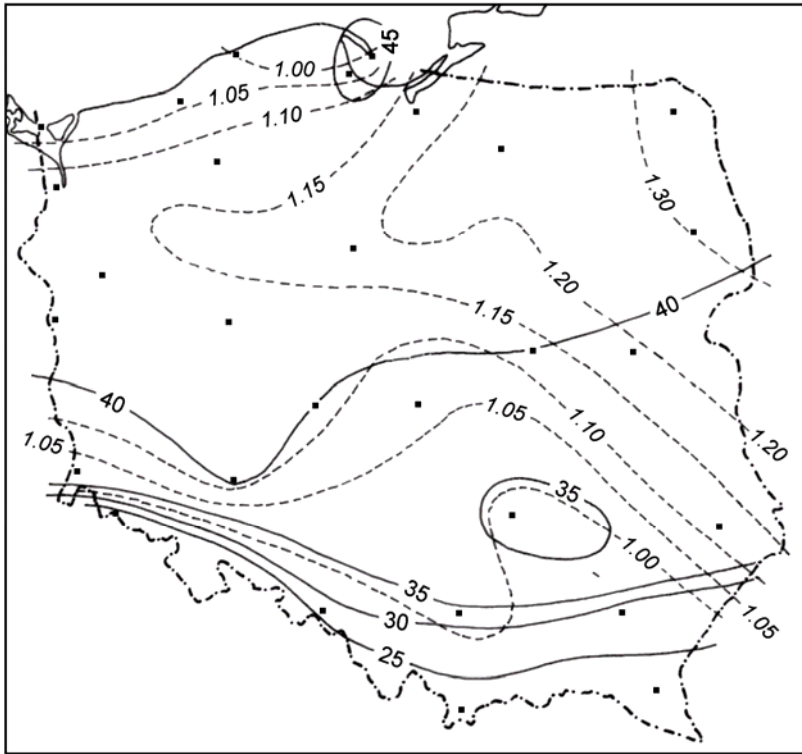
Wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem, opisany przez zimowy wskaźnik NAO Hurrella na kształtowanie temperatury powietrza wykracza poza okres jego funkcjonowania - mimo, że wskaźnik NAO opisuje średni gradient ciśnienia nad Północnym Atlantykiem z okresu grudzień - marzec, zaznaczają się istotne korelacje wartości tego wskaźnika z temperaturą miesięcy spoza tego okresu. Dla syntetycznej charakterystyki tego zjawiska przytoczono w tabeli 11 wartości współczynników korelacji liniowej między wartością wskaźnika NAO Hurrella a średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza na 5 polskich stacjach (1970-1998, n = 29), tych samych, które uwzględnione zostały w tabeli 8. Współczynniki korelacji, które są istotne na poziomie  $p < 0.05$  oznaczono pogrubioną czcionką.

Tabela 11 - Table 11

Współczynniki korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem NAO Hurrella a temperaturą średnią miesięczną na wybranych stacjach polskich

Coefficients of linear correlation (r) between the Hurrell NAO Index and mean monthly air temperature at given Polish stations and their statistical significance (p)

Stacja Station		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Świnoujście	r	<b>0.679</b>	<b>0.559</b>	<b>0.646</b>	<b>0.507</b>	<b>0.378</b>	0.176	<b>0.534</b>	0.163	0.360	0.030	-0.171	-0.152
	p	0.000	0.002	0.000	0.005	0.043	0.361	0.003	0.379	0.055	0.879	0.377	0.432
Suwałki	r	<b>0.669</b>	<b>0.551</b>	<b>0.564</b>	<b>0.490</b>	-0.018	-0.119	<b>0.443</b>	0.076	<b>0.404</b>	0.102	-0.293	0.081
	p	0.000	0.002	0.001	0.007	0.927	0.540	0.016	0.696	0.030	0.600	0.123	0.677
Łódź	r	<b>0.627</b>	<b>0.498</b>	<b>0.499</b>	<b>0.382</b>	0.067	-0.121	<b>0.503</b>	0.304	<b>0.449</b>	0.104	-0.340	-0.020
	p	0.000	0.006	0.006	0.041	0.731	0.533	0.005	0.109	0.014	0.591	0.071	0.920
Zgorzelec	r	<b>0.629</b>	<b>0.414</b>	<b>0.508</b>	0.326	0.251	-0.069	<b>0.500</b>	0.367	<b>0.448</b>	0.136	-0.283	0.021
	p	0.000	0.026	0.005	0.084	0.189	0.722	0.006	0.050	0.015	0.482	0.159	0.913
Zamość	r	<b>0.629</b>	<b>0.517</b>	<b>0.523</b>	0.360	-0.075	-0.079	<b>0.387</b>	0.223	<b>0.468</b>	0.300	-0.316	0.043
	p	0.000	0.004	0.004	0.055	0.700	0.684	0.038	0.246	0.010	0.114	0.095	0.826

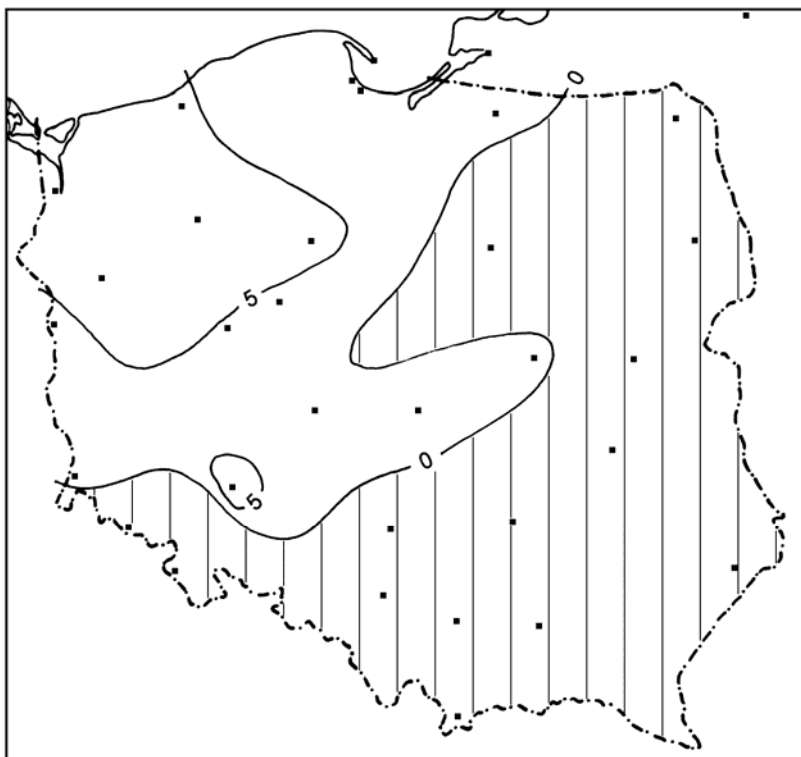


Ryc. 35. Rozkład wartości współczynnika regresji (b) w równaniach liniowych wiążących temperaturę powietrza w styczniu na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (1970-1998) ze wskaźnikiem NAO(H) - linia przerywana oraz współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 35. Spatial distribution of the value of regression coefficient (b) in linear functions relating the air temperature in Poland in January in the last circulation epoch (1970-1998) to the NAO(H) index - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) of these functions [%] - solid line

Związki średnich miesięcznych temperatur miesięcy zimowych ze wskaźnikiem NAO są mocne, co oczywiście nie dziwi. Zwraca jednak uwagę fakt, że związki przebiegów średniej temperatury marca ze wskaźnikiem NAO są nieco silniejsze od podobnych związków ze średnią temperaturą lutego.

Analizując dane zawarte w tabeli 11, zauważa się, że na obszarze północnej i środkowej Polski zaznaczają się istotne statystycznie korelacje między wskaźnikiem NAO a średnią miesięczną temperaturą kwietnia, a w Świnoujściu dodatkowo - maja. Na południu Polski (Zgorzelec, Zamość) współczynniki korelacji między wskaźnikiem NAO z temperaturą kwietnia są wprawdzie podwyższone, lecz nie przekraczają progu istotności statystycznej. Znaki współczynników są dodatnie, co oznacza, że po pozytywnej fazie NAO w okresie grudzień - marzec zaznaczy się

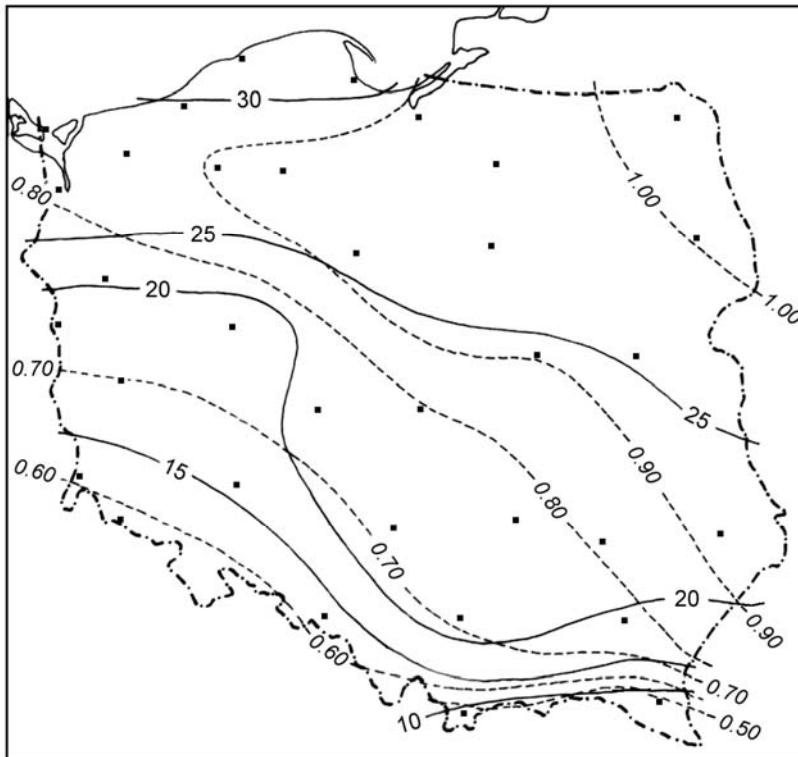


Ryc. 36. Rozkład wartości współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ), [%] równań liniowych wiążących temperaturę powietrza w styczniu na obszarze Polski w 28-leciu 1931-1959 (E II) ze wskaźnikiem NAO(H) - linia ciągła. Powierzchnia, na której popr.  $R^2$  jest równe zero oznaczono szrafem. Wrysowanie wartości współczynnika regresji (b) jest niemożliwe ze względu na jego zerowy poziom ufności.

Fig. 36. Spatial distribution of the determination coefficient (adj.  $R^2$ ), [%] of the linear functions relating the air temperature in January in Poland over 28-year period 1931-1959 (E II) to the NAO(H) index - solid line. The area where adj.  $R^2 = 0$  is hatching. It is impossible to mark the value of the regression coefficient (b) as its confidence level equals zero

wzrost temperatury średniej kwietnia (i odwrotnie). Istnienie takich związków łatwo można wytłumaczyć funkcjonowaniem systemowej inercji klimatycznej.

W przypadku dodatniej fazy NAO wystąpią zimą wyższe temperatury powietrza, tym wyższe, im większą wartość będzie osiągał wskaźnik. W takich warunkach na przykład nie będzie większych szans na wystąpienie dłużej zalegającej pokrywy śnieżnej; tym samym ograniczeniu ulegną wczesnowiosenne straty radiacyjne związane ze zwiększonym albedo powierzchni i straty ciepła na przemiany fazowe wody, temperatura gruntu wcześniej osiągnie wyższe wartości, co sprzyjać będzie również wystąpieniu wyższej temperatury powietrza w okresie następującym po

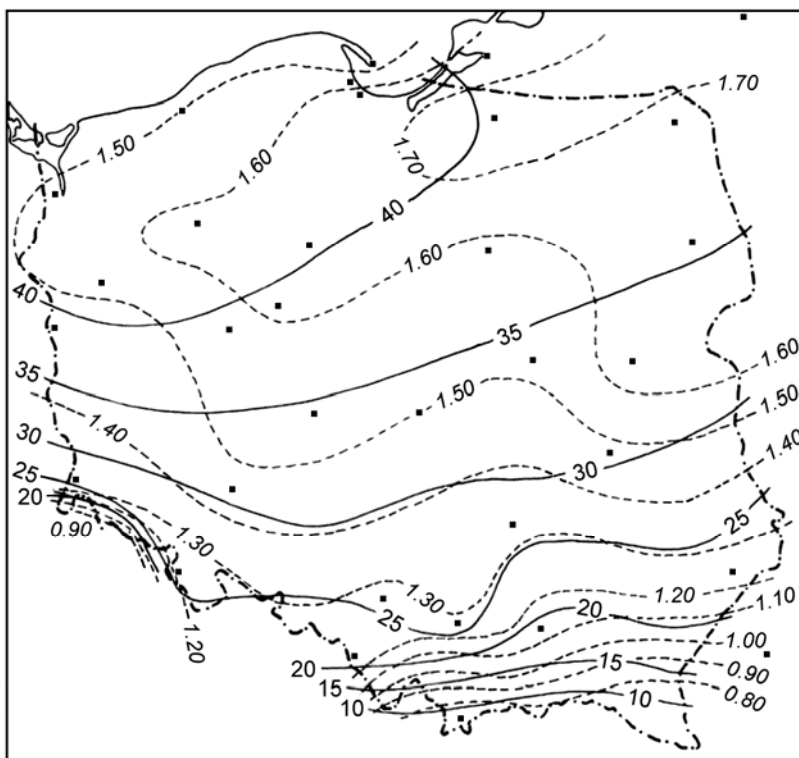


Ryc. 37. Rozkład wartości współczynnika regresji (b) w równaniach liniowych wiążących temperaturę powietrza w lutym na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (1970-1998) ze wskaźnikiem NAO(H) - linia przerywana oraz współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 37. Spatial distribution of the value of regression coefficient (b) in linear functions relating the air temperature in Poland in February in the last circulation epoch (1970-1998) to the NAO(H) index - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) of these functions [%] - solid line

końcu zimy. W Świnoujściu, znajdującym się pod wydatnym wpływem morza, dodatkowy, silny wpływ na temperaturę powietrza wywierać będzie stan termiczny akwenów - nie będzie zimowej pokrywy lodowej na Zatoce Pomorskiej i Zalewie Szczecińskim, co pozwoli osiągnąć wodzie wyższą temperaturę w kwietniu. Można sądzić, że w takich warunkach wiosenny ochładzający wpływ wód będzie silnie zredukowany - przypuszczalnie ten czynnik również "przeciaga" oddziaływanie NAO na maj (czego nie obserwuje się na innych stacjach).

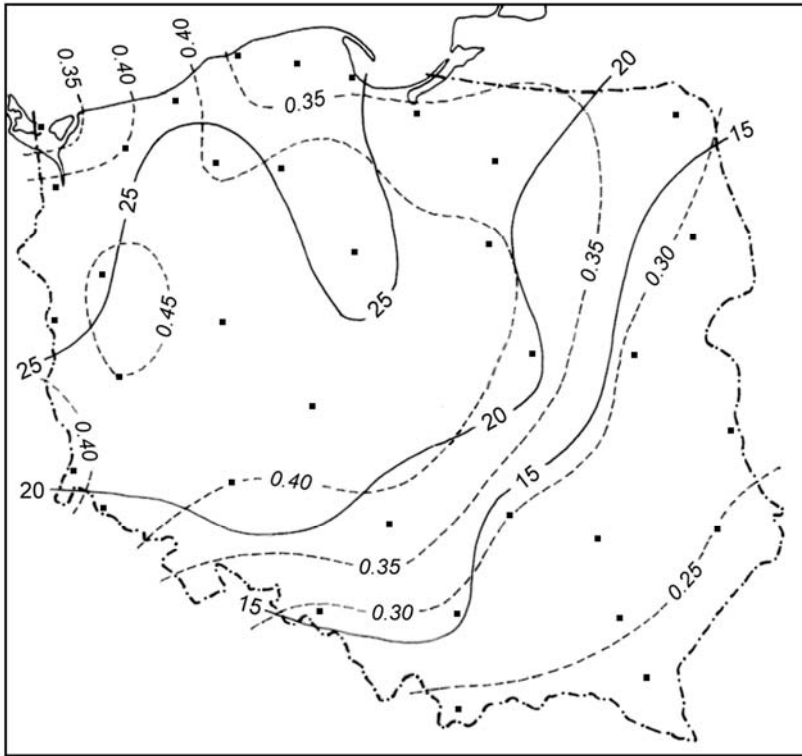
Znacznie bardziej skomplikowana pod względem klimatycznym jest kwestia występujących praktycznie na całym obszarze kraju dodatnich korelacji między zimowym wskaźnikiem NAO a temperaturą średnią miesięczną lipca i września, oraz na części kraju - słabych, ale istotnych sta-



Ryc. 38. Rozkład wartości współczynnika regresji (b) równań liniowych wiążących temperaturę powietrza w lutym na obszarze Polski w 28-leciu 1931-1959 (E II) ze wskaźnikiem NAO(H) - linia przerywana oraz współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 38. Spatial distribution of the value of regression coefficient (b) in linear functions relating the air temperature in February in Poland over 28-year period 1931-1959 (E II) to the NAO(H) index - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) of these functions [%] - solid line

tystycznie ujemnych korelacji ze średnią miesięczną temperaturą listopada. Występujące zależności, jak można przypuszczać, posiadają związek z kształtowaniem się anomalii temperatury powierzchni oceanu (TPO). W rezultacie nasilonej (lub osłabionej) zachodniej cyrkulacji atmosferycznej zimą nad Północnym Atlantykiem dochodzi do wzmożonego (lub osłabionego) poboru ciepła z wód. Tworzą się wtedy anomalie TPO o dużej trwałości, których czas istnienia przedłuża się na cały okres letniego nagrzewania oceanu. Podobnie, charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej odbija się na charakterze cyrkulacji oceanicznej, przez co zmienia się udział czynnika adwekcyjnego w kształtowaniu rozkładów przestrzennych zasobów ciepła w oceanie (np. w latach, w których w okresie zimowym nastąpiła dodatnia faza NAO, przepływ ciepłych wód atlantyckich przez Kanał Farero-Szetlandzki do Prądu Norweskiego wydatnie się zmniejsza (Marsz 2000)).



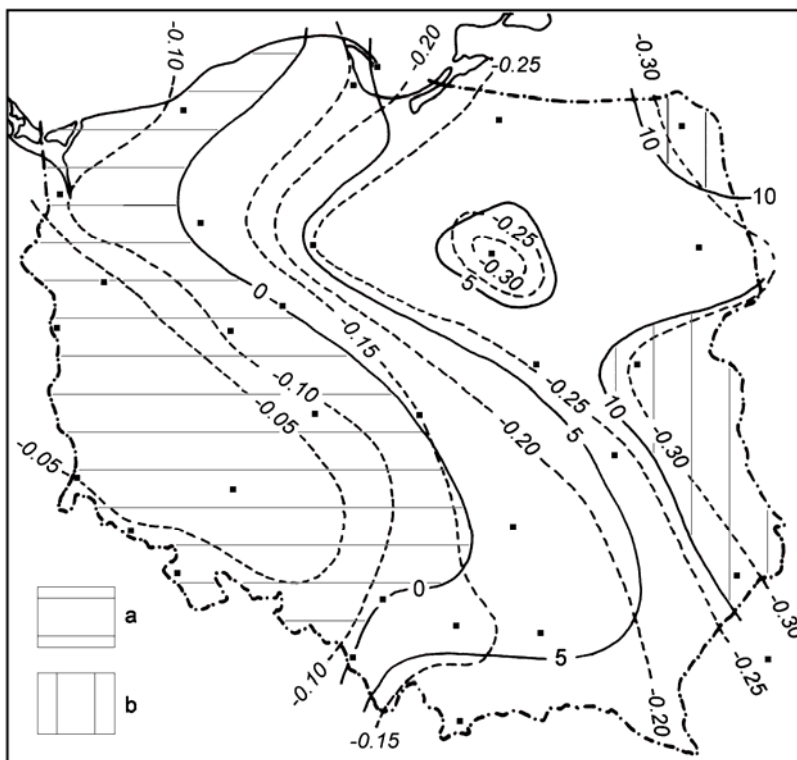
Ryc. 39. Rozkład wartości współczynnika regresji ( $b$ ) wiążącego temperaturę powietrza w lipcu na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (1970-1998) z wartością wskaźnika NAO(H) - linia przerywana oraz współczynniki determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 39. Spatial distribution of the value of regression coefficient ( $b$ ) relating the air temperature in July in Poland over the last circulation epoch (1970-1998) to the value of NAO(H) index - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) at these functions [%] - solid line

Rozkład przestrzenny anomalii TPO występujących w okresie letnim i jesiennym na Północnym Atlantyku modyfikuje cyrkulację atmosferyczną nad Atlantykiem, Europą Północno-Zachodnią i Europą Centralną. W ten sposób dochodzi do "przeniesienia" skutków charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem na późniejsze kształtowanie się temperatury powietrza nad oddalonymi obszarami.

Najsilniejsze "opóźnione" związki z zimowym wskaźnikiem NAO wykazuje temperatura lipca. Związek ten na obszarze całej Polski jest istotny statystycznie na poziomie  $p < 0.05$ , na wielu stacjach osiąga istotność  $p < 0.005$ . Oznacza to, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, w przypadku wystąpienia zimą dodatniej fazy NAO na obszarze Polski temperatura średnia lipca będzie przeciętnie wyższa.





Ryc. 40. Rozkład wartości współczynnika regresji (b) wiążącego temperaturę powietrza w lipcu na obszarze Polski w 29-leciu trzeciej epoki cyrkulacyjnej (1931-1959) z wartością wskaźnika NAO(H) oraz współczynniki determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła. a - obszary, na których popr.  $R^2 = 0.00$ ; b - obszary, na których związek  $t07 = A + b \cdot \text{NAO}(H)$  jest istotny na poziomie  $p < 0.05$

Fig. 40. Spatial distribution of the value of regression coefficient (b) relating the air temperature in July in Poland over the 29-years period in the third circulation epoch (1931-1959) to the value of NAO(H) index and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) at these functions [%] - solid line. a - areas where adj.  $R^2 = 0.00$ ; b - areas where relation  $t07 = A + b \cdot \text{NAO}(H)$  is at significance level  $p < 0.05$

Zmienność zimowego wskaźnika NAO objaśnia od kilkunastu do dwudziestu kilku % zmienności temperatury lipca. Najwyższe wartości współczynników determinacji obserwuje się w NW Polsce (Ustka - 29.5%, Koszalin - 26.6%, Świnoujście, Szczecin, Gorzów, Słubice ~25%). Izolinia współczynnika determinacji równa 20% biegnie od północnej granicy kraju (rejon Kętrzyna) na wschód od Olsztyna, Mławy i Warszawy, na południe od Łodzi, nieco na S od Wrocławia do Zgorzelca. Najslabszy związek temperatura lipca z zimowym wskaźnikiem NAO wykazuje w południowo-wschodniej części Polski, gdzie współczynniki determinacji spadają poniżej 12.5% (Zamość - 11.8, Lesko - 10.9%), będąc jednak jeszcze istotne na poziomie  $< 0.05$ .

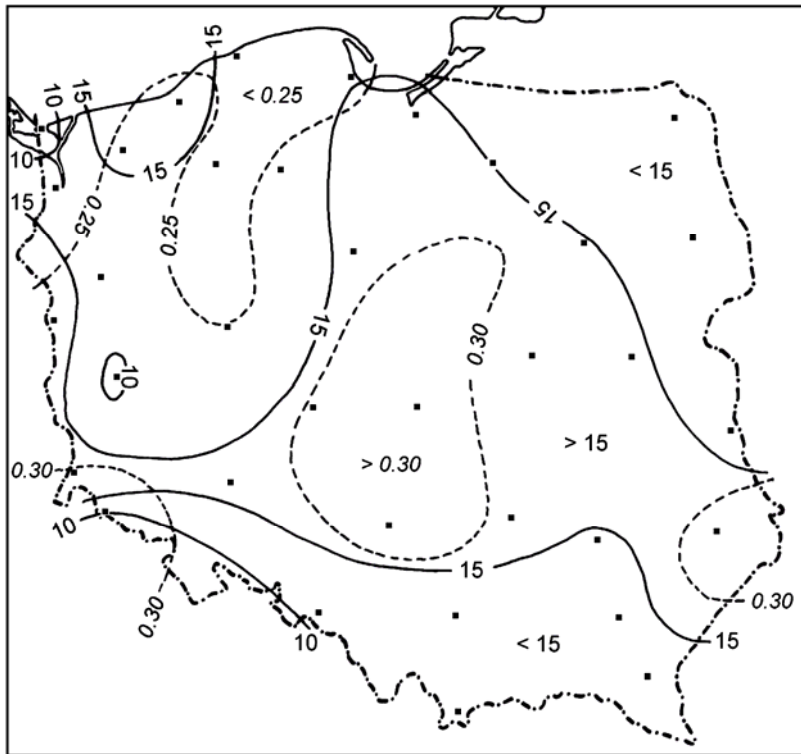
W poprzedniej epoce cyrkulacyjnej statystycznie istotne ( $p < 0.05$ ), choć bardzo słabe związki między zimowym wskaźnikiem NAO a temperaturą lipca występowały wyłącznie na północnym wschodzie (Suwałki) i wschodzie Polski (Siedlce, Tomaszów Lubelski), gdzie zmienność wskaźnika NAO(H) objaśniała nieco powyżej 10% zmienności temperatury miesięcznej. Maksymalny stopień objaśnienia temperatury lipca przez NAO(H) w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej (E II) na obszarze Polski był więc taki, jaki obecnie (w E III) obserwuje się tam, gdzie jest on najslabszy. Na większości obszaru Polski w E II było brak związków między zimowym wskaźnikiem NAO z temperaturą lipca, współczynniki determinacji równe były zero. Na tych obszarach, gdzie wartości popr.  $R^2$  były większe od zera, wartości  $b$ , choć nieistotne statystycznie miały znaki ujemne. Z epoki E II na E III zmieniły się również znaki wag związków (wartości współczynników kierunkowych  $b$ ); obecnie są one dodatnie. Tak duże nagromadzenie zmian w charakterze związków między temperaturą miesięczną lipca a zimowym wskaźnikiem NAO pozwala stwierdzić, że zmiany, które zaszły między epokami E II a E III noszą charakter radykalny.

Rozkłady przestrzenne współczynników determinacji i współczynników kierunkowego ( $b$ ) równań liniowych wiążących temperatury miesięczne lipca w obecnej i w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej NAO z zimowym wskaźnikiem NAO na obszarze Polski przedstawiają ryciny 39 i 40. Porównując obie ryciny nie trudno zauważyć, że i pole związków uległo całkowitej przebudowie.

Związki zimowego NAO z temperaturą września, choć wyraźnie słabsze, występują podobnie jak w lipcu niemal na całym obszarze Polski. Po wystąpieniu dodatniej fazy NAO w okresie zimy, można we wrześniu spodziewać się wystąpienia nieznacznie wyższej temperatury powietrza. Związki te, choć stosunkowo słabe, są jednak statystycznie istotne ( $p < 0.05$ ) na obszarze całego kraju. Rozkład przestrzenny współczynnika determinacji równania liniowego traktującego temperaturę miesięczną września jako funkcję zimowego wskaźnika NAO przedstawia rycina 41. Siła związku jest na obszarze Polski słabo zróżnicowana; wartości  $b$  wynoszą od 0.30 - 0.33 w środkowej Polsce do 0.20 - 0.24 w pobliżu linii brzegowej Bałtyku. To osłabienie siły związku w strefie bliskiej wybrzeża wiązać należy z termicznym oddziaływaniem wód Bałtyku na przebieg temperatury powietrza.

Występujący na części obszaru Polski (Warszawa, Siedlce, Kraków, Zakopane, Kielce, Rzeszów, Lesko) związek zimowego wskaźnika NAO z temperaturą listopada jest słaby, objaśnia tylko nieco ponad 10% zmienności temperatury tego miesiąca w rejonie najsilniejszego oddziaływania, gdzie jest istotny statystycznie. Tam, gdzie jest on istotny, wartość współczynnika  $b$  wynosi od - 0.37 do -0.40. Na pozostałej części obszaru kraju jego istotność spada powyżej progu 0.05 i zmienność indeksu NAO(H) objaśnia od około dziesięciu do zaledwie kilku % zmienności temperatury listopada. Znak wskaźnika korelacji jest ujemny, co oznacza, że po silnej pozytywnej fazie NAO należy oczekiwać nieco niższych temperatury listopada, i odwrotnie - po silnej negatywnej fazie NAO zimą listopad będzie nieco cieplejszy.

W poprzedniej epoce cyrkulacyjnej (E II) zaznaczały się słabe związki temperatury miesięcznej sierpnia i października ze wskaźnikiem zimowym NAO. Związek temperatury sierpnia z NAO(H) był statystycznie istotny (popr.  $R^2 > 0.1$ ) jedynie na południu Polski. Nieco silniejszy (popr.  $R^2$  od kilkunastu do 24%) związek temperatury powietrza z NAO(H) zaznaczał się w październiku, przy czym był on istotny statystycznie na obszarze całego kraju. Siła związku z temperaturą października na obszarze kraju była słabo zróżnicowana, wartość  $b$  wynosiła od 0.53 do 0.38.



Ryc. 41. Rozkład wartości współczynnika regresji (b) wiążącego temperaturę powietrza we wrześniu na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (1970-1998) z wartością wskaźnika NAO(H) - linia przerywana oraz współczynniki determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 41. Spatial distribution of the value of regression coefficient (b) relating the air temperature in September in Poland over the last circulation epoch (1970-1998) to the value of NAO(H) index - dashed line and the coefficient of determination (adj.  $R^2$ ) at these functions [%] - solid line

Oceniając wyniki analizy związków temperatury powietrza w kolejnych miesiącach z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella w obu epokach odnosi się wrażenie, że w ostatniej, obecnej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998) w stosunku do poprzedniej epoki (1930-1970) nastąpiło jednocześnie przesunięcie w czasie i wzmocnienie siły związków. Występujące poprzednio w miesiącach zimowych silne lutowe maksimum siły związku przesunęło się w ostatniej epoce na styczeń, a nieco słabsze związki rozciągnęły się na luty i marzec. Występujące w poprzedniej epoce związki temperatury sierpnia i października z NAO(H) przesunęły się na lipiec i wrzesień, i również uległy wydatnemu wzmocnieniu. Dodatkowo w ostatniej epoce pojawiły się na części kraju, nie obserwowane wcześniej ujemne związki temperatury listopada z zimowym wskaźnikiem NAO. Korelogramy, ilustrujące "przesunięcia" związków temperatury miesięcznej ze wskaźnikiem

NAO(H) między E II a E III na pięciu wybranych polskich stacjach (Gdynia, Łódź, Kraków, Słubice, Siedlce) przedstawiają ryciny 42 - 46. Analizując je, dostrzec można również i inne, nie omawiane w tej pracy cechy zachodzących między epokami zmian.

Zmienność temperatury powietrza zimą (stycznia, lutego i marca łącznie) określa na obszarze Polski przeciętnie od około 85 do 70% zmienności średniej rocznej temperatury powietrza, co jest następstwem faktu, że międzyroczna zmienność temperatury miesięcy zimowych jest, na tle zmienności pozostałych średnich miesięcznych, szczególnie duża. Silna zależność wartości temperatury średniej miesięcznej miesięcy zimowych od wartości zimowego wskaźnika NAO i słabsza zależność kilku innych miesięcy, powodują, że temperatura średnia roczna stacji na obszarze Polski w ostatniej epoce cyrkulacyjnej powinna być również silnie związana z wartością zimowego wskaźnika NAO.

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) równań liniowych oraz wartości współczynników determinacji (popr.  $R^2$ ), określających % zmienności temperatury średniej rocznej na danej stacji objaśnianej przez zmienność wartości wskaźnika NAO w okresie 1970-1998 zestawione są w tabeli 12.

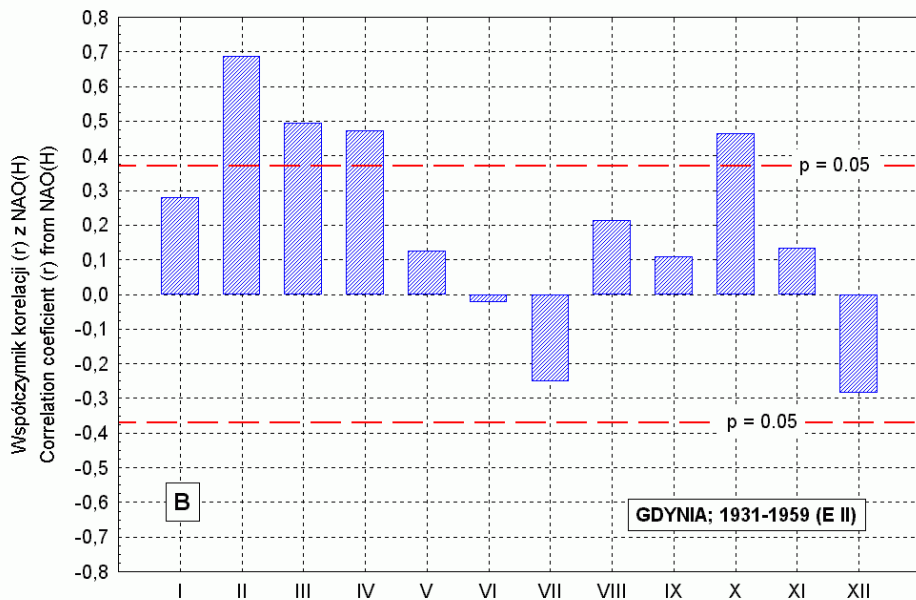
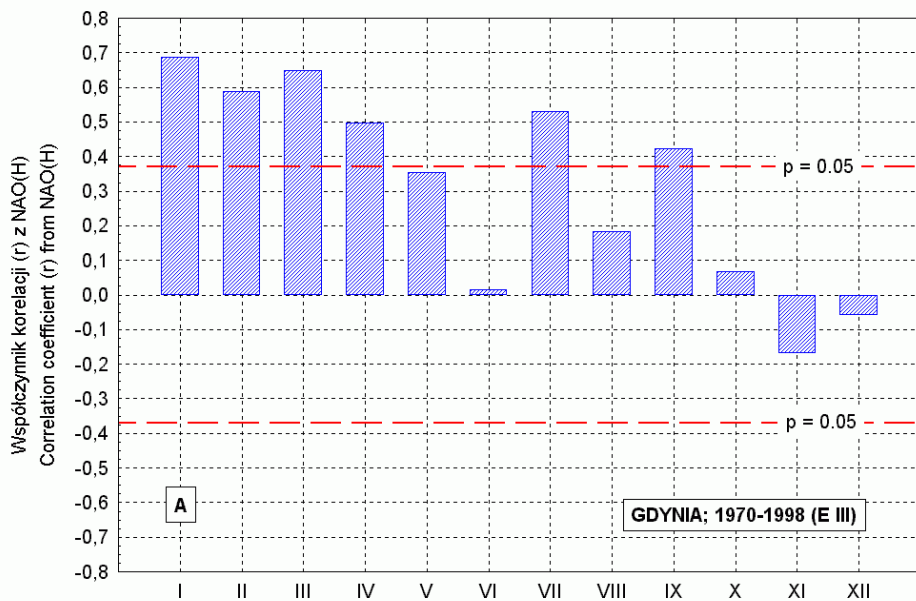
Tabela 12 - Table 12

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) równań liniowych wiążących temperaturę średnią roczną na wybranych stacjach w Polsce ze wskaźnikiem NAO Hurrella w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (E III, 1970-1998) oraz wartości współczynników determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań

Values of constant term (A) and regression coefficient (b) of linear functions relating mean annual air temperature at given stations in Poland to the Hurrell NAO Index in the last NAO circulation epoch (E III, 1970-1998) and the values of determination coefficients (adj.  $R^2$ ) in these functions

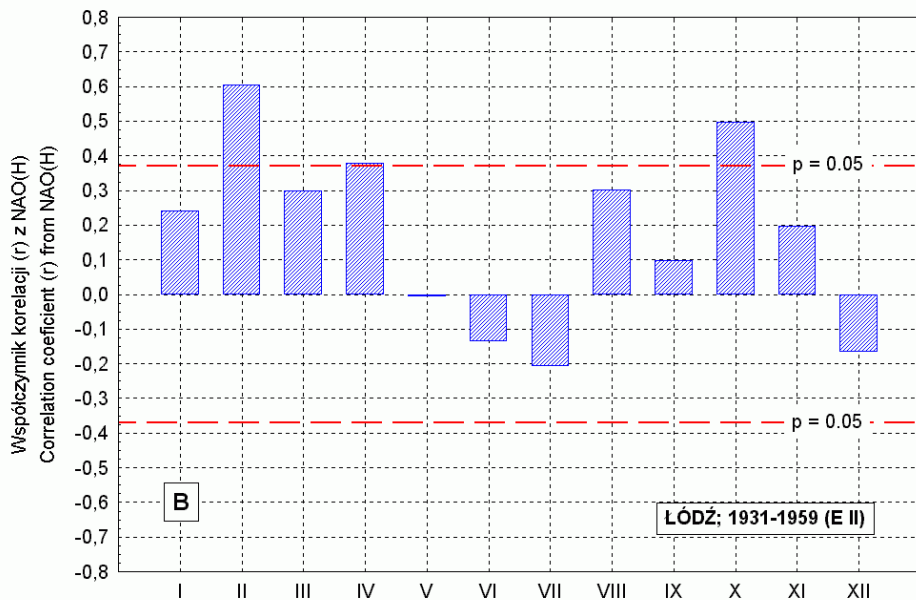
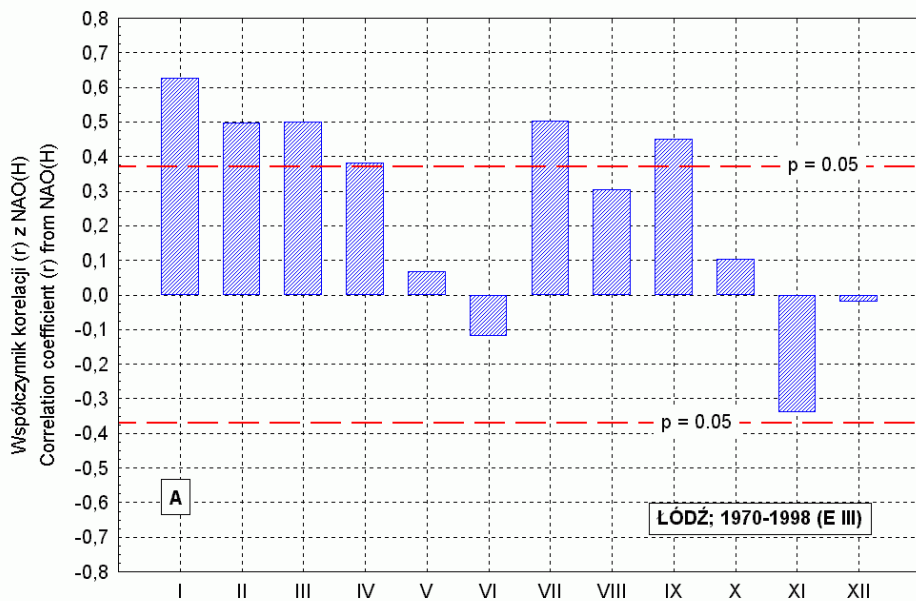
Stacja Station	A	b	adj. $R^2$	p <	Stacja Station	A	b	adj. $R^2$	p <
Białystok	6.50	0.29	0.420	0.000	Siedlce	7.15	0.27	0.416	0.000
Elbląg	7.43	0.29	0.477	0.000	Słubice	8.44	0.28	0.508	0.000
Gdynia	7.94	0.29	0.499	0.000	Suwałki	5.89	0.32	0.428	0.000
Gorzów	8.16	0.28	0.492	0.000	Szczecin	8.36	0.30	0.537	0.000
Kalisz	7.98	0.29	0.492	0.000	Szczecinek	7.21	0.30	0.512	0.000
Kielce	7.05	0.23	0.402	0.000	Szrenica	1.92	0.20	0.330	0.001
Koszalin	7.66	0.31	0.532	0.000	Świnoujście	8.03	0.28	0.544	0.000
Kraków	7.68	0.25	0.437	0.000	Toruń	7.70	0.30	0.500	0.000
Lesko	7.10	0.17	0.254	0.003	Ustka	7.61	0.29	0.535	0.000
Łódź	7.60	0.27	0.472	0.000	Warszawa	7.66	0.27	0.450	0.000
Mława	6.90	0.30	0.465	0.000	Wrocław	8.27	0.27	0.487	0.000
Olsztyn	6.87	0.29	0.451	0.000	Zakopane	5.09	0.18	0.319	0.001
Poznań	8.09	0.27	0.456	0.000	Zamość	7.14	0.29	0.420	0.000
Racibórz	8.18	0.22	0.344	0.000	Zgorzelec	8.00	0.28	0.512	0.000
Rzeszów	7.61	0.23	0.392	0.000	POLSKA	7.28	0.27	0.484	0.000

POLSKA - związek temperatury rocznej, uśrednionej obszarowo (z wymienionych w tabeli stacji) ze wskaźnikiem NAO(H) - relation between annual air temperature averaged from the stations given in the table and NAO(H) Index



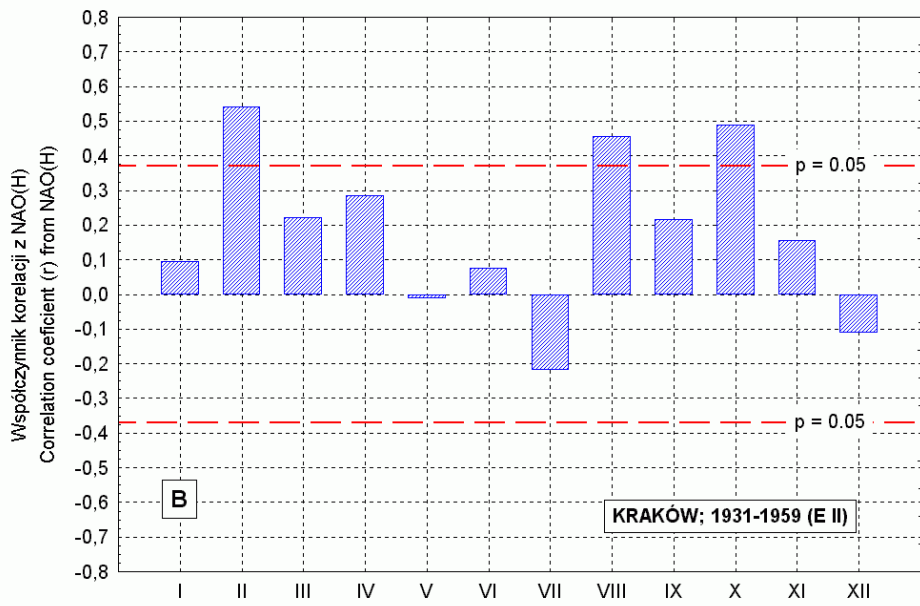
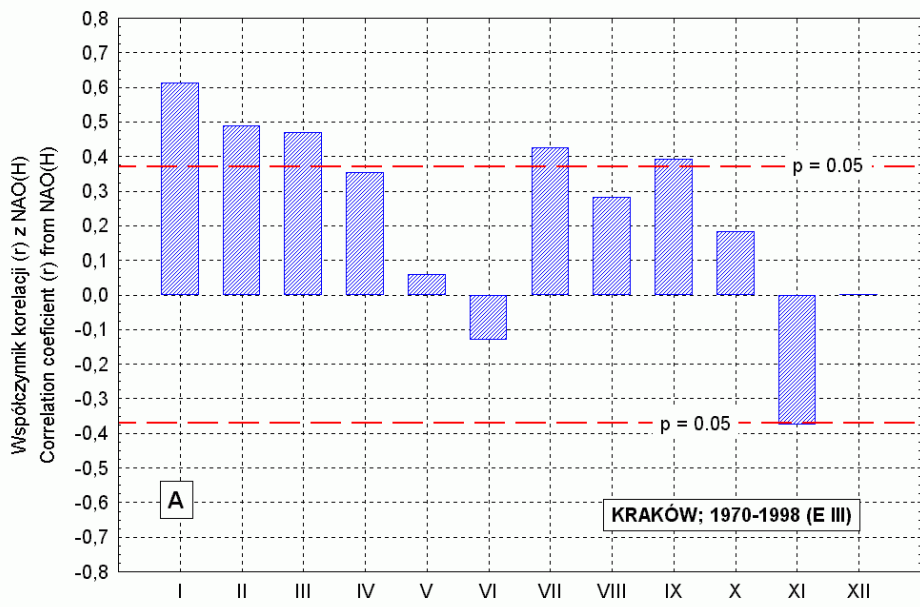
Ryc. 42. Rozkład współczynników korelacji między temperaturą kolejnych miesięcy roku w Gdyni a wskaźnikiem NAO Hurrella. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). Oznaczony poziom istotności  $p = 0.05$

Fig. 42. Distribution of correlation coefficients between the temperature in Gdynia of the following month in a year and the Hurrell NAO Index. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). The level of significance marked  $p = 0.05$



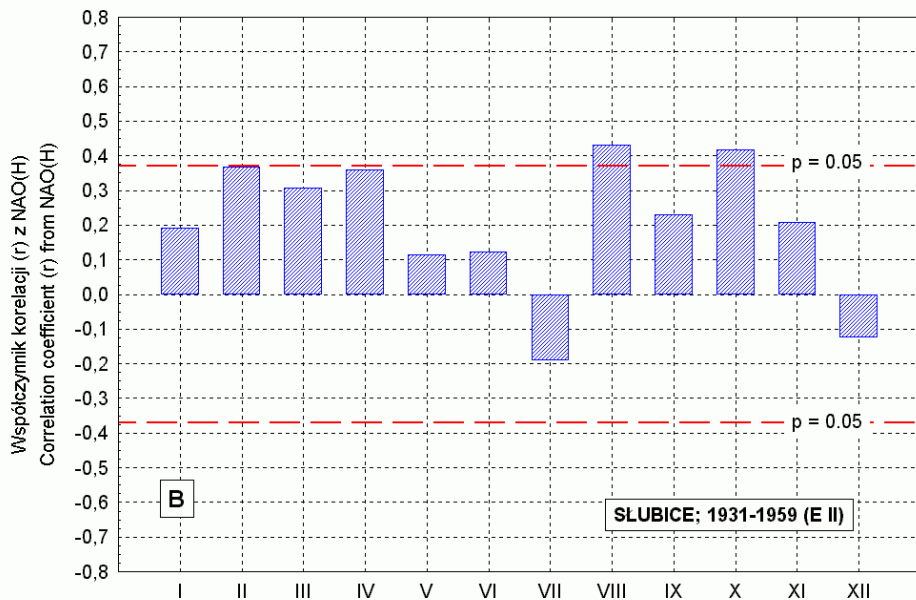
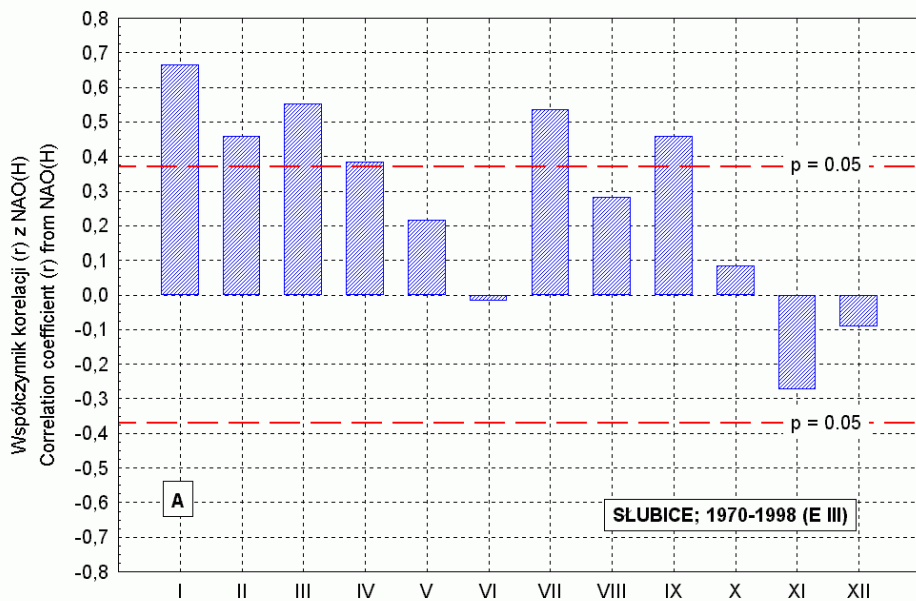
Ryc. 43. Rozkład współczynników korelacji między temperaturą kolejnych miesięcy roku w Łodzi a wskaźnikiem NAO Hurrella. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). Oznaczony poziom istotności  $p = 0.05$

Fig. 43. Distribution of correlation coefficients between the temperature in Łódź of the following month in a year and the Hurrell NAO Index. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). The level of significance marked  $p = 0.05$



Ryc. 44. Rozkład współczynników korelacji między temperaturą kolejnych miesięcy roku w Krakowie a wskaźnikiem NAO Hurrella. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). Oznaczony poziom istotności  $p = 0.05$

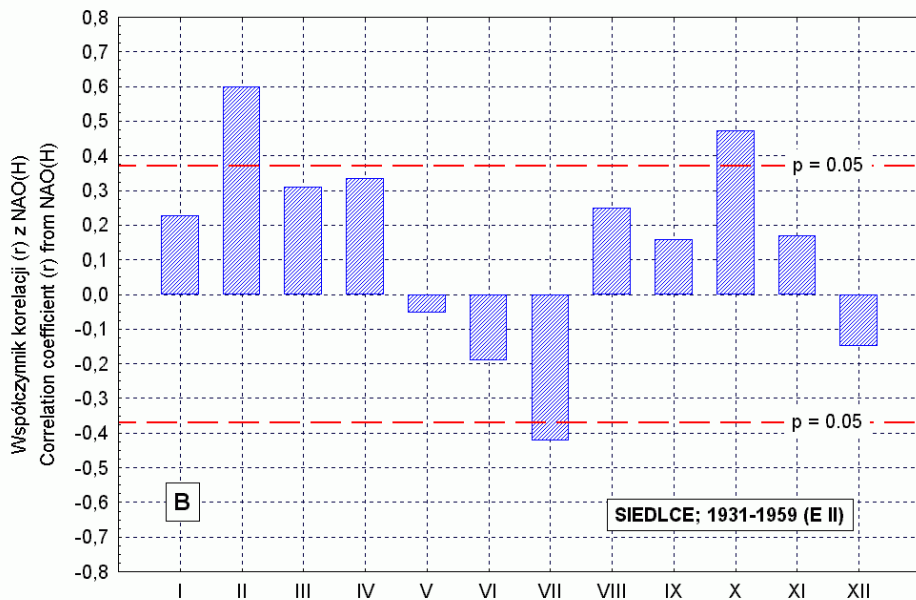
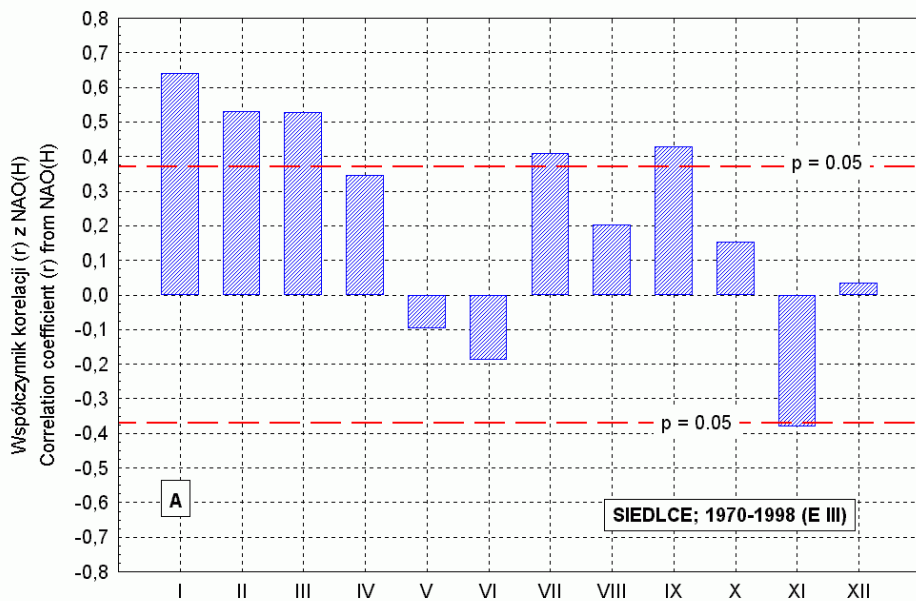
Fig. 44. Distribution of correlation coefficients between the temperature in Kraków of the following month in a year and the Hurrell NAO Index. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). The level of significance marked  $p = 0.05$



Ryc. 45. Rozkład współczynników korelacji między temperaturą kolejnych miesięcy roku w Słubicach a wskaźnikiem NAO Hurrella. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). Oznaczony poziom istotności  $p = 0.05$

Fig. 45. Distribution of correlation coefficients between the temperature in Słubice of the following month in a year and the Hurrell NAO Index. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). The level of significance marked  $p = 0.05$



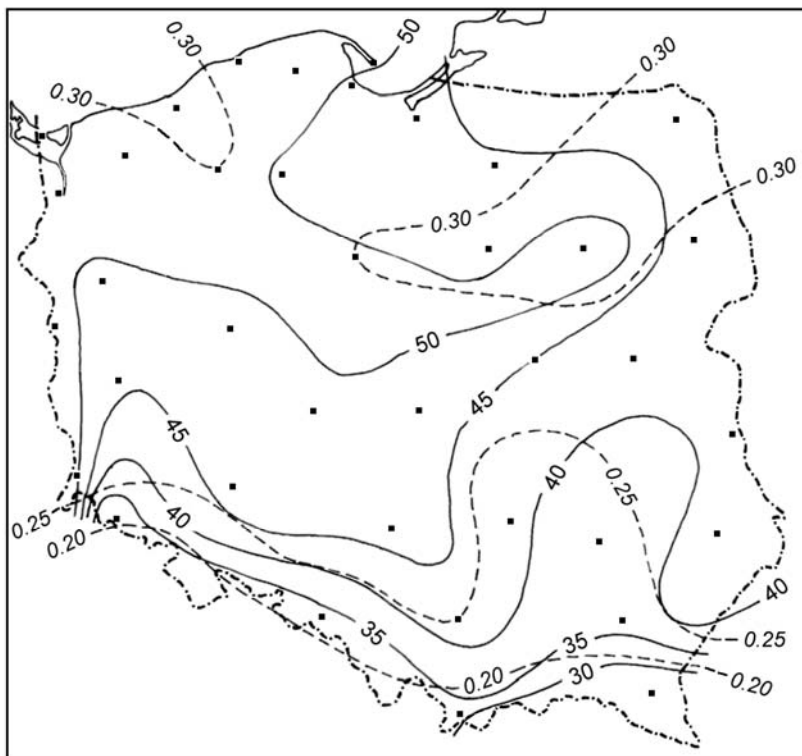


Ryc. 46. Rozkład współczynników korelacji między temperaturą kolejnych miesięcy roku w Siedlcach a wskaźnikiem NAO Hurrella. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). Oznaczony poziom istotności  $p = 0.05$

Fig. 46. Distribution of correlation coefficients between the temperature in Siedlce of the following month in a year and the Hurrell NAO Index. A - E III (1970-1998), B - E II (1931-1959). The level of significance marked  $p = 0.05$

Zmienność średniej temperatury rocznej w Polsce (uśrednienie obszarowe 29 stacji wymiennych w tabeli ) w ostatniej epoce cyrkulacyjnej jest objaśniana przez zmienność zimowego wskaźnika NAO w 48%. Szczegółowy obraz rozkładu współczynników determinacji (popr.  $R^2$ ) i wartości wag związku temperatury rocznej z NAO(H) (współczynnik b) przedstawia rycina 47.

Zwraca uwagę, że na obszarze nizinym Polski zmienność NAO objaśnia od 54 do 40% zmienności średniej rocznej temperatury powietrza. Najsilniej uwarunkowana przez zmienność NAO roczna temperatura powietrza jest na zachodzie Polski oraz w pobliżu linii brzegowej Bałtyku oraz na Pojezierzu Pomorskim, gdzie współczynniki determinacji osiągają 50 i więcej %. Również Toruń i Ostrołęka, mimo oddalenia od linii brzegowej mają wysoki współczynnik determinacji (> 50%). Stabiej zaznacza się wpływ zimowych wskaźników NAO na temperaturę średnią roczną obszarów górskich (Szrenica, Zakopane) i leżących na przedgórzach (Racibórz, Lesko, Rzeszów),

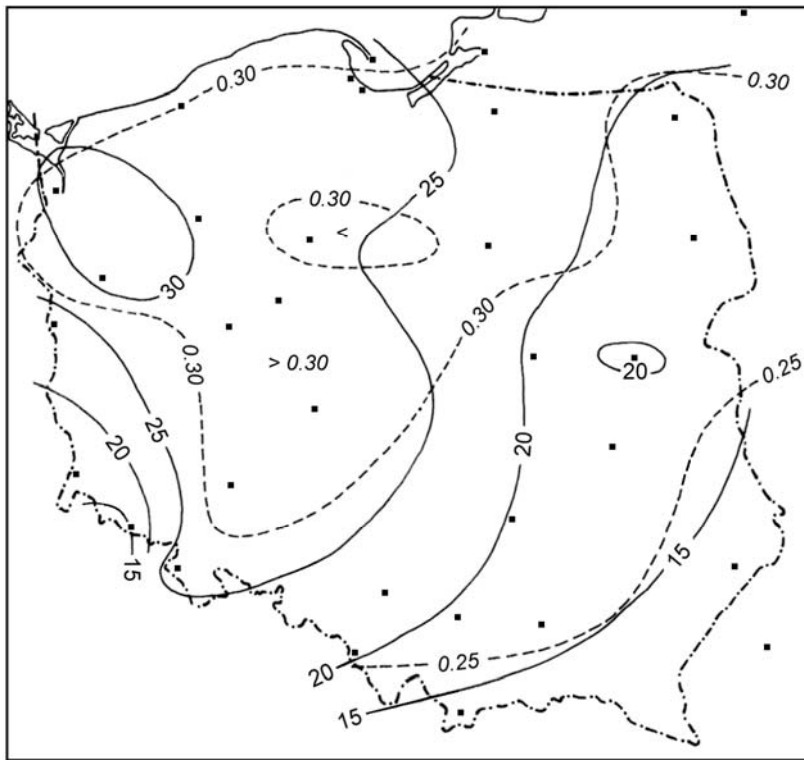


Ryc. 47. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika regresji (b) równań liniowych wiążącego wartość wskaźnika NAO(H) z temperaturą roczną w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1970-1998) - linia przerywana oraz wartości współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 47. Spatial distribution of the values of linear regression coefficient (b) relating the value of NAO(H) index to the annual temperature in the last NAO circulation epoch (1970-1998) - dashed line and the values of determination coefficient (adj.  $R^2$ ) of these functions [%] - solid line

gdzie jednak zmienność zimowego wskaźnika NAO objaśnia od 33 do 25% zmienności temperatury rocznej. Na obszarze całej Polski związek temperatury rocznej z NAO(H) jest wysoce istotny statystycznie.

Co jest zaskakujące - wartości współczynnika  $b$  są bardzo słabo zróżnicowane na obszarze Polski, różniąc się jedynie między sobą o 0.15 (max. 0.32, min. 0.17, przy wartości średniej 0.27). Na znacznych obszarach nizinnej części Polski zróżnicowanie wartości współczynników  $b$  jest znikome - różnią się od siebie jedynie o części setne. Przy średniej dla Polski wartości współczynnika  $b$  równej 0.27, zmienność wskaźnika NAO(H) o  $2\sigma$  (odchylenia standardowe) zmienia temperaturę roczną w granicach  $\pm 1.1^\circ\text{C}$  w stosunku do średniej z wielolecia w E III ( $7.54^\circ\text{C}$ ). Ponieważ w latach dziewięćdziesiątych XX wieku wystąpiły kilkakrotnie wyjątkowo wysokie wartości wskaźnika NAO(H) - (na przykład w roku 1990 wskaźnik NAO Hurrella osiągnął wartość 3.96,



Ryc. 48. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika regresji ( $b$ ) równań liniowych wiążącego wartość wskaźnika NAO(H) z temperaturą roczną w 29-leciu 1931-1959 z poprzedniej epoki cyrkulacyjnej NAO (E II) oraz wartości współczynnika determinacji (popr.  $R^2$ ) tych równań [%] - linia ciągła

Fig. 48. Spatial distribution of the values of linear regression coefficient ( $b$ ) relating the value of NAO (H) index to the annual temperature over the 29-year period (1931-1959 from the preceding NAO circulation epoch (E II) - dashed line and the values of determination coefficient (adj.  $R^2$ ) of these functions [%] - solid line

w 1992 - 3.28, 1993 - 2.67, w 1994 - 3.03, w 1995 - 3.96, ...), łatwo można się zorientować, że wyraźny wzrost średniej temperatury rocznej w tej dekadzie nad Polską musi być wiązany ze wzrostem aktywności Oscylacji Północnego Atlantyku.

Porównując wpływ zimowego wskaźnika NAO na kształtowanie się temperatury rocznej z wpływem na kształtowanie się średnich temperatur okresu zimowego (01-03) w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, zauważa się, że temperatura roczna jest objaśniana przez wartość wskaźnika NAO w nieco większym stopniu niż synchroniczna z nim temperatura okresu zimowego. Można sądzić, że stanowi to efekt „rozciągnięcia” wpływu funkcjonującego zimą NAO również na niektóre z pozostałych miesięcy roku.

Obraz przestrzennego rozkładu stopnia objaśnienia zmienności temperatury rocznej przez NAO(H) w ostatniej epoce cyrkulacyjnej jest odmienny od rozkładu tego samego elementu w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej (patrz ryc. 48). Porównując obie mapy trzeba zwrócić ponownie uwagę na fakt, że minimalny stopień objaśnienia zmienności temperatury rocznej w E III (30%; SE skraj Polski) jest taki sam jak maksymalny w E II (NW kraniec Polski). Zmiana ta nastąpiła praktycznie przy jednoczesnym utrzymaniu się podobnej wartości siły związku temperatury rocznej ze wskaźnikiem NAO(H) w E II (średnia wartość b w E II 0.34 - 0.27).

Przedstawiona analiza wykazuje, że zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO, opisana przez wskaźnik NAO Hurrella, determinuje nie tylko przebieg temperatury powietrza nad Polską w okresie zimowym ale również w znacznym stopniu reguluje zmienność temperatury powietrza w kwietniu, lipcu i wrześniu nad obszarem Polski. Skutki cyrkulacji atmosferycznej, jaka występuje zimą nad Północnym Atlantykiem ulegają przenoszeniu w czasie. Prowadzi to silnego uzależnienia, czy wręcz determinacji, rocznej temperatury powietrza nad Polską przez charakter i natężenie występującej zimą Oscylacji Północnego Atlantyku.

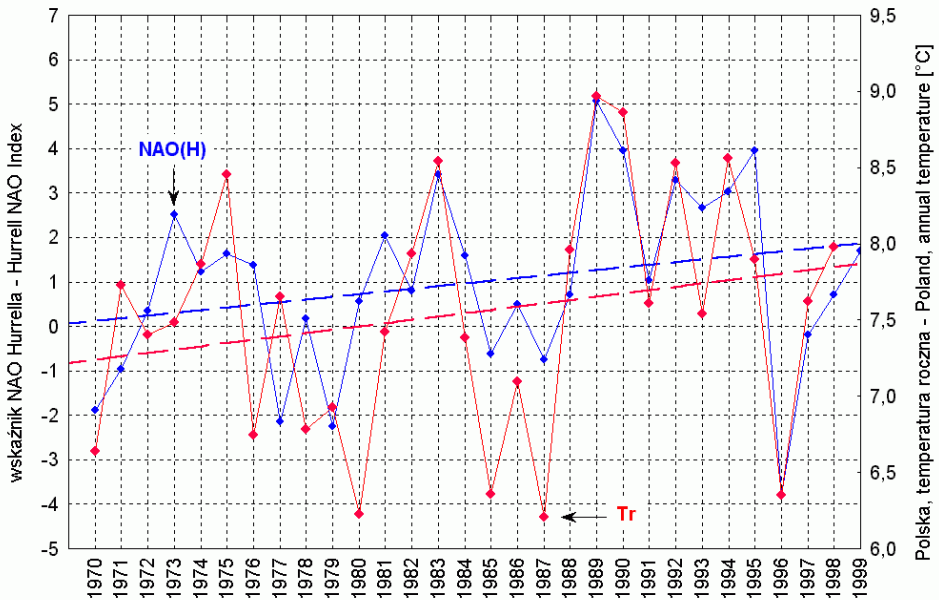
## **7. Oscylacja Północnego Atlantyku a wzrost temperatury powietrza nad Polską w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998)**

Ostatnią rozważaną kwestią jest zagadnienie związku NAO z obserwowanym w ciągu ostatnich lat wzrostem temperatury powietrza nad obszarem Polski. Temperatura powietrza na półkuli północnej w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (1971-1998) wykazuje dość silny, choć statystycznie nieistotny, trend dodatni; wielu badaczy wiąże go z występującym ociepleniem globalnym (kożuchowski 1995, 1996, Trends'93 1994). W tym samym okresie wskaźniki NAO (za wyjątkiem wskaźnika Jonesa) wykazują również występowanie silnego trendu dodatniego.

Analiza wkładu temperatur średnich miesięcznych w kształtowanie wielkości trendu średniej rocznej temperatury powietrza wykazuje, że trend dodatni jest wynikiem wydatnego wzrostu temperatury miesięcy zimowych (Kožuchowski [red.] 2000 i szereg innych badaczy - patrz spis literatury). Z tego względu wydaje się, że najłatwiej ocenić związek obserwowanego wzrostu

temperatury powietrza nad obszarem Polski z NAO, analizując wpływ zmian wskaźnika Hurrella na kształtowanie się temperatury średniej rocznej.

Celowym wydaje się rozpocząć szacunki nie od pierwszego roku ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO, lecz od ostatniego roku poprzedniej epoki, czyli od roku 1970. "Obszarową" temperaturę średnią roczną dla Polski (Tsr) w okresie od 1970 do roku 1998 obliczono jako średnią z temperatur rocznych wymienianych już 29 stacji, dość równomiernie rozmieszczonych na obszarze kraju. Przebieg wartości temperatury średniej rocznej dla Polski oraz przebieg wartości wskaźnika NAO Hurrella przedstawia rycina 49.



Ryc. 49. Przebieg temperatury rocznej dla Polski (średnia „obszarowa” z 29 stacji wymienionych w tabeli 12) i wartości wskaźnika NAO Hurrella w latach 1970-1998 oraz linie trendów obu wielkości

Fig. 49. Course of annual temperature in Poland (mean "areal" temperature from 29 given in Table 12 stations) and the value of Hurrell NAO Index over the period 1970-1998 and trend lines representing both values

Zależność między temperaturą średnią roczną (Tsr) w tym okresie a wskaźnikiem NAO Hurrella opisuje równanie:

$$T_{sr} = 7.28 + 0.27 \cdot \text{NAO}(H), \quad [ 3 ]$$

którego  $R = 0.71$ , popr.  $R^2 = 0.48$ ,  $F(1,27) = 27.2$ ,  $p < 0.00002$ ,  $BSE = \pm 0,57^\circ\text{C}$  (błąd standardowy estymacji).

W analizowanym okresie trend NAO(H) jest równy +0.061/rok (nieistotny statystycznie). Przyjmując jednak tą wartość trendu, można oszacować, że w ciągu 29 lat wartość NAO(H) wzrosła o:

$$(29 \cdot 0.061) = 1.769.$$

Daje to wzrost temperatury powietrza:

$$1.769 \cdot 0.27) = 0.4776 = \sim 0.48^{\circ}\text{C}$$

W tym samym czasie, zgodnie z równaniem trendu liniowego temperatury powietrza (+0.018°C / rok, trend również nieistotny statystycznie) temperatura powietrza wzrosnąć winna o:

$$(29 \cdot 0.018) = 0.522 = \sim 0.52^{\circ}\text{C},$$

co zdaje się wskazywać, że wzrost wskaźnika NAO(H) (dokładniej wzrost natężenia cyrkulacji zachodniej zimą) jest odpowiedzialny za około 90% obserwowanego wzrostu średniej rocznej temperatury nad obszarem Polski.

Można w takim razie przypuszczać, że na poszczególnych stacjach, trend temperatury rocznej związany powinien być z wagą określającą wpływ wskaźnika NAO(H) na wielkość temperatury rocznej (współczynnika b w równaniu liniowym). Dla sprawdzenia tej tezy obliczono wartości trendu temperatury rocznej na 29 stacjach oraz estymowano parametry A i b równania liniowego dla okresu 1971-1998 na tych samych stacjach. Zakładając istnienie zależności liniowej typu Trend = f (b) uzyskano zależność:

$$\text{Trend} = 0.0115 (\pm 0.0072) + 0.1237 (\pm 0.0265) \cdot \text{beta}, \quad [ 4 ]$$

gdzie:

Trend - wielkość trendu temperatury rocznej; °C/rok,

beta - wartość współczynnika b wiążącego wartość rocznego wskaźnika NAO(H) z temperaturą roczną na danej stacji.

Równanie [ 4 ] jest wysoce istotne statystycznie ( $R = 0.67$ ,  $F(1,27) = 21.8$ ,  $p < 0.00007$ ) i objaśnia 43% zróżnicowania kształtowania się wielkości trendu temperatury rocznej na obszarze Polski przez siłę związku tej temperatury z zimowym wskaźnikiem NAO. Znikomo mała, o jeden rząd wielkości mniejsza od wartości współczynnika beta, wartość wyrazu wolnego wskazuje, że bardziej właściwym modelem może być równanie liniowe bez wyrazu wolnego ( $A = 0$ ), wtedy b jest równe 0.082 ( $\pm 0.004$ ), zaś zmienność siły związku temperatury rocznej ze wskaźnikiem NAO(H) objaśnia 94% zróżnicowania zmienności wielkości trendu temperatury rocznej na obszarze Polski (popr.  $R^2 = 0.94$ ,  $p < 0.000000$ ). Ten ostatni wynik dość dobrze koresponduje z wcześniej przeprowadzonym szacunkiem dla średniej „obszarowej”.

Nawet jeśli nie będzie się przykładało nadmiernej wagi do uzyskanych w przedstawionych szacunkach konkretnych wartości, to wynika jednak z nich jednoznacznie, że za obserwowany w latach 1971-1998 wzrost rocznej temperatury powietrza nad obszarem Polski, jest odpowiedzialny

głównie wzrost natężenia cyrkulacji strefowej nad Północnym Atlantykiem charakteryzowany przez dodatni zimowy wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku. Tak więc można z przekonaniem graniczącym z pewnością twierdzić, że obserwowane w ostatnim trzydziestoleciu ocieplenie nad Polską stanowi efekt Oscylacji Północnego Atlantyku funkcjonującej w czasie zim tego okresu.

## 8. Dyskusja wyników i wnioski

Przedstawiona analiza wskazuje, że długookresowa zmienność natężenia i charakteru Oscylacji Północnego Atlantyku stanowi i stanowiła w okresie ostatnich 135 lat jedną z podstawowych przyczyn obserwowanej zmienności temperatury powietrza nad obszarem Polski. Wniosek taki jest zgodny z wynikami badań prowadzonych i na innych obszarach, otaczających Północny Atlantyk (Hurrell 1995, Tourre, Rajagopalan i Kushnir 1999 i szereg prac innych badaczy).

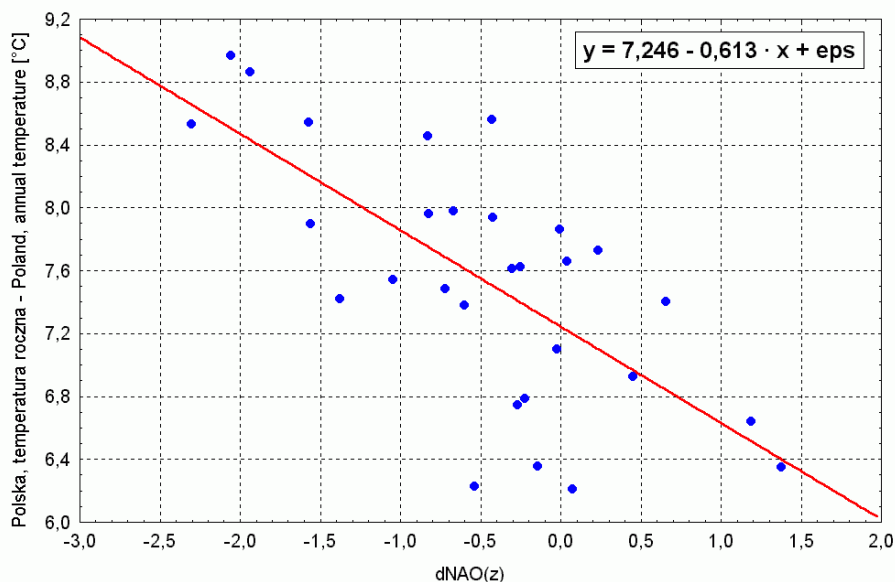
Generalnie, zmiany temperatury powietrza, zarówno rocznej jak i zimowej oraz niektórych miesięcy, korespondują ze zmianami znaku i wartości wskaźnika NAO Hurrella (DJFM, Lizbona - Islandia). Związki te posiadają różne skale czasowe, od sezonowych i międzyrocznych do długo-okresowych - kilkudziesięcioletnich. Długookresowa składowa zmian natężenia Oscylacji Północnego Atlantyku stanowi przyczynę rysowania się w reżimie termicznym Polski podobnych, dłuższych okresów chłodniejszych i cieplejszych.

Zmienna w czasie siła związków temperatury powietrza nad Polską ze wskaźnikiem NAO(H) wskazuje jednak, że działają tu dodatkowe procesy, modyfikujące wpływ wartości indeksu NAO. O jednym z nich, powodowanym przez długookresowe zmiany położenia centrum Wyżu Azorskiego, już wspomniano (wskaźnik  $dNAO(z)$ ). W rozpatrywanym okresie (lata po roku 1864), centrum Wyżu Azorskiego lokowało się to bliżej Europy (E I, E III), to ulegało przesunięciu ku zachodowi i przypuszczalnie również na południe (E 0, E II). W okresie przesunięcia się centrum Wyżu Azorskiego w kierunku Półwyspu Iberyjskiego, nad Polskę przy tych samych wartościach wskaźnika NAO, docierało powietrze morskie formujące się w strefie niższych szerokości geograficznych, co szczególnie w okresie zimowym winno dać określone skutki termiczne.

W ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (E III), wobec wzrostu częstości występowania ujemnych wartości wskaźnika  $dNAO(z)$  i zmniejszenia ich wartości, wskazujących na częstsze i silniejsze przesunięcie się centrum Wyżu Azorskiego ku wschodowi w okresach zimowych, korelacje między temperaturą roczną nad Polską a wskaźnikiem  $dNAO(z)$  stają się silne i wyraźne. Wykres rozrzutu punktów wspólnych w przestrzeni  $dNAO(z)$  i wartości temperatury rocznej nad Polską w okresie 1970-1998 przedstawia rycina 50.

Drugim czynnikiem, o którym do tej pory nie wspomniano, aby nie wprowadzać wątków pobocznych, a który wywiera wpływ na wartości temperatury powietrza nad Polską, jest temperatura powierzchni oceanu (dalej TPO) w rejonie formowania się mas powietrza, które następnie przy pozytywnej fazie NAO zostaną skierowane nad obszar Polski. Im TPO jest wyższe, tym wyższa jest i temperatura napływającego powietrza.

Temperatura powierzchni oceanu nie jest stała, i podobnie jak i NAO wykazuje fluktuacje, zarówno krótko-, jak i długookresowe. Jeśli za miarę stanu termicznego powierzchni wody na



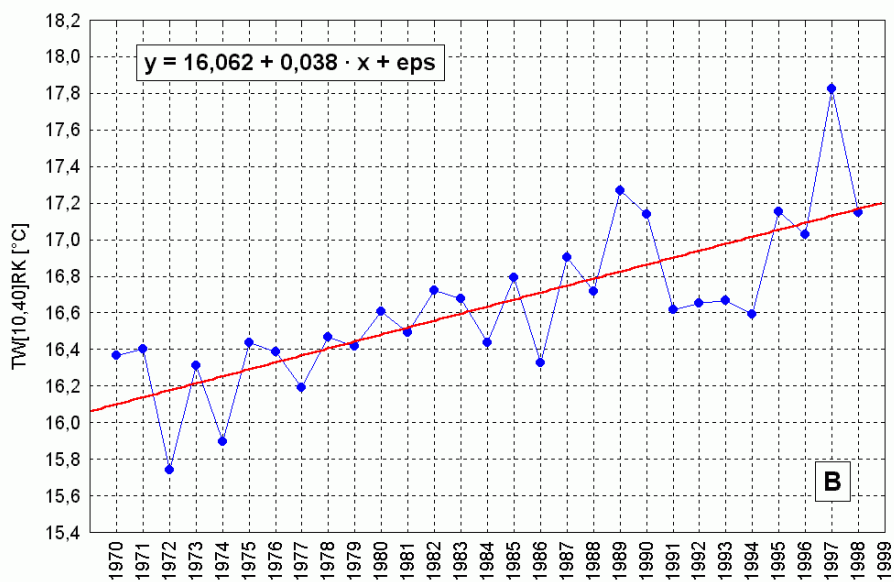
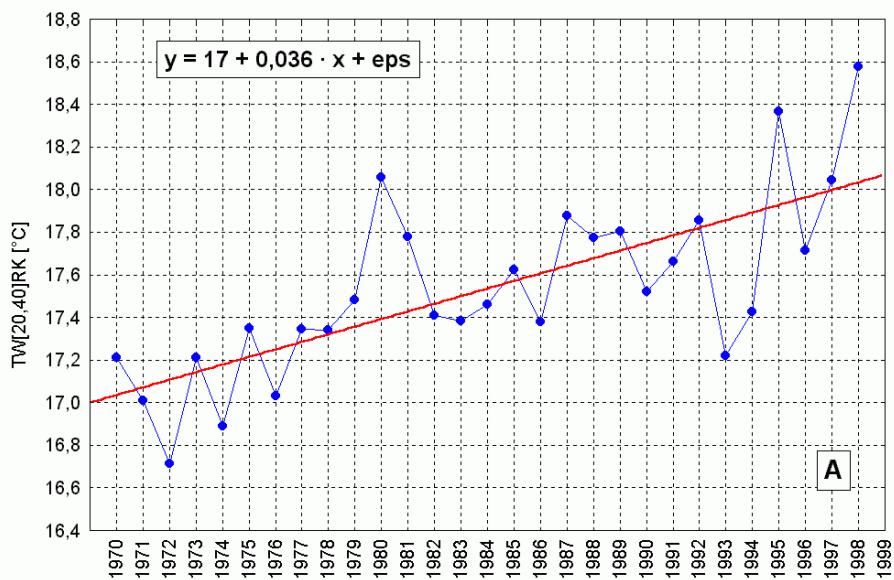
Ryc. 50. Związek temperatury rocznej nad Polską z wartością wskaźnika dNAO(z) w okresie 1970-1998

Fig. 50. Correlation between annual temperature in Poland and the value of dNAO(z) index over the period 1970-1998

wschodniej części Północnego Atlantyku w szerokościach subtropikalnych i południowej części strefy umiarkowanej, przyjmując średnią roczną wartość TPO, to trzeba stwierdzić, że od początku ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO, TPO w tej części Północnego Atlantyku nieprzerwanie wzrasta. Wzrost ten, jak na zmiany temperatury powierzchni oceanu, jest poważny, a jego trend jest wysoce istotny statystycznie. W gridzie  $2 \times 2^\circ$ , którego centrum ma współrzędne  $40^\circ\text{N}$ ,  $020^\circ\text{W}$  (rejon na NE od Azorów) trend TPO w okresie 1970-1998 jest równy  $+0.036 \text{ K/rok}$  ( $p < 0.000 01$ ). W gridzie  $2 \times 2^\circ$  o współrzędnych centrum  $40^\circ\text{N}$ ,  $010^\circ\text{W}$  (przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego) w tym samym okresie wartość trendu jest jeszcze większa i równa  $+0.038 \text{ K/rok}$  ( $p < 0.000 01$ ), (patrz ryc. 51). Oznacza to, że w ciągu 29 lat nastąpił na tym akwenie wzrost średniej rocznej temperatury wody o około  $1^\circ\text{C}$ .

Dodatnie i istotne statystycznie trendy TPO w okresie po roku 1970 występują na znacznych powierzchniach Północnego Atlantyku leżących na południe od Prądu Północnoatlantyckiego: przykładowo w delcie Golfstrumu (grid  $40^\circ\text{N}$ ,  $040^\circ\text{W}$ ) jest to  $+0.028 \text{ K/rok}$ , w strefie odchodzenia wód z delty Golfstrumu do NE części Morza Sargassowego (grid  $34^\circ\text{N}$ ,  $040^\circ\text{W}$ )  $+0.023 \text{ K/rok}$ , w centralnej części Morza Sargassowego (na SE od Bermudów, grid  $30^\circ\text{N}$ ,  $060^\circ\text{W}$ )  $+0.023 \text{ K/rok}$ . Nad Północnym Atlantykiem w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO formuje się coraz cieplejsze powietrze, powiększają się różnice temperatury, zwłaszcza zimą, między przywodną warstwą powietrza a powierzchnią oceanu, co zwiększa tempo przekazywania ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery.





Ryc. 51. Przebieg wartości średniej rocznej temperatury wody powierzchniowej w latach 1970-1998 na powierzchni gridu  $2 \times 2^\circ$ , którego punkt centralny ma współrzędne: A -  $40^\circ\text{N}$ ,  $020^\circ\text{W}$  (akwen na ENE od Azorów); B -  $40^\circ\text{N}$ ,  $010^\circ\text{W}$  (akwen przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego).

Dane ze zbioru Reynoldsa (1994)

Fig. 51. Course of annual means sea surface temperature over the period 1970-1998 at the area of  $2 \times 2^\circ$  grid whose central point is located: A -  $40^\circ\text{N}$  and  $020^\circ\text{W}$  (the sea area ENE of the Azores);

B -  $40^\circ\text{N}$  and  $010^\circ\text{W}$  (the sea area close to the Iberian Peninsula. Data from Reynolds Set (1994)

Przeprowadzona analiza regresji metodą krokową w przód, do której wprowadzono jako zmienne niezależne szeregi (1970-1997) wartości dNAO(z) oraz wartości rocznych anomalii TPO z 10 gridów, z których każdy charakteryzuje zmiany temperatury zachodzące na znacznie większej powierzchni Północnego Atlantyku, zaś jako zmienną zależną szereg temperatury rocznej nad Polską ( $T_r$ ) z tego samego okresu, dała wyniki jednoznaczne. Uzyskano równanie regresji:

$$T_r = 7.26 - 0.62 \cdot \text{dNAO}(z) - 0.70 \cdot \text{AN}[20,40]\text{RK} + 0.75 \cdot \text{AN}[40,40]\text{RK}, \quad [ 5 ]$$

gdzie:

$\text{AN}[20,40]\text{RK}$  - wartość średnia roczna anomalii temperatury powierzchni oceanu w gridzie  $2 \times 2^\circ$ , którego centrum ma współrzędne  $020^\circ\text{W}$ ,  $40^\circ\text{N}$  (akwen na ENE od Azorów),

$\text{AN}[40,40]\text{RK}$  - wartość średnia roczna anomalii temperatury powierzchni oceanu w gridzie  $2 \times 2^\circ$ , którego centrum ma współrzędne  $040^\circ\text{W}$ ,  $40^\circ\text{N}$  (obszar delty Prądu Zatokowego; akwen na SE od Nowej Fundlandii),

przy czym, dla zapewnienia stabilności współczynników kierunkowych wektorów ograniczono się do równania o trzech zmiennych niezależnych (9 przypadków na jedną zmienną). Charakterystyki statystyczne równania [ 5 ] są następujące:  $R = 0.78$ , popr.  $R^2 = 0.56$ ,  $F(3,25) = 13.1$ ,  $p < 0.00002$ , błąd standardowy estymacji  $T_r = \pm 0.52^\circ\text{C}$ . Estymacja wartości wszystkich współczynników kierunkowych tego równania jest istotna na poziomie  $p < 0.01$ . Wartości przewidywane temperatury rocznej, obliczone za pomocą równania [ 5 ] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 52, a przebieg estymowanych za pomocą równania [ 5 ] wartości średniej dla Polski temperatury rocznej oraz obserwowanych wartości temperatur rocznych rycina 53.

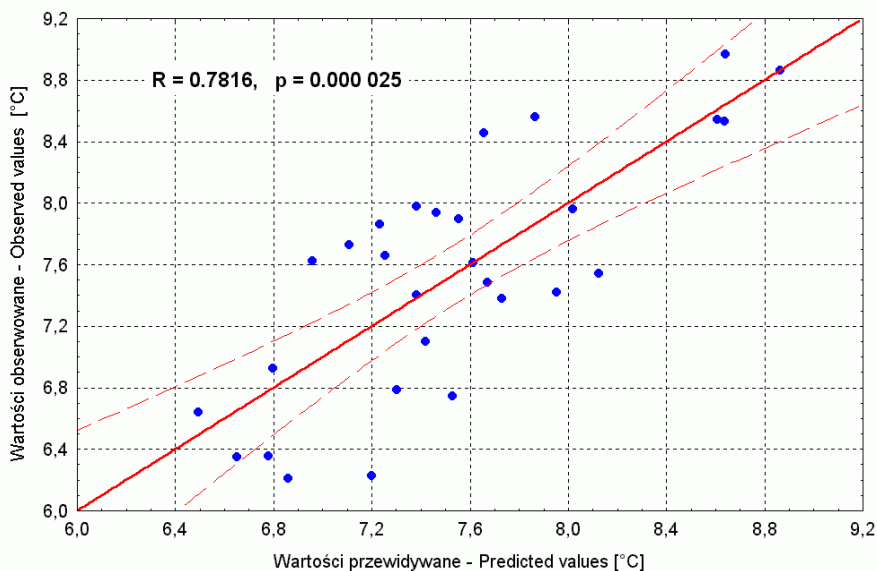
Nie wchodząc w głębszą, merytoryczną, interpretację tego równania<sup>5</sup>, można uważać że wykazano, iż temperatura roczna nad obszarem Polski jest silnie związana nie tylko z samą wartością wskaźnika NAO Hurrella, ale i zimowym położeniem centrum Wyżu Azorskiego oraz temperaturą powierzchni Północnego Atlantyku w szerokościach czterdziestych<sup>6</sup>.

Tak więc w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, oprócz wzrostu samej wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku, na zasób ciepła w powietrzu przenoszonym nad nasz kraj wpływają dwa dalsze czynniki, powodujące wzrost jego temperatury.

---

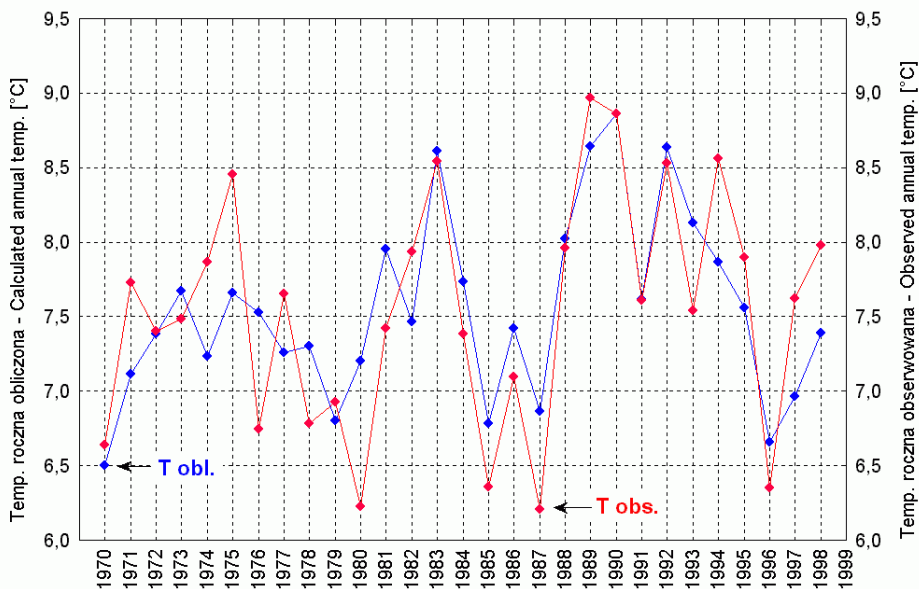
<sup>5</sup> Pełne objaśnienie merytoryczne sensu tej formuły wymaga omówienia wpływu rozkładu przestrzennego anomalii TPO na Północnym Atlantyku na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w środkowej troposferze, co daleko wykracza poza założony zakres tematyczny tej pracy.

<sup>6</sup> Przed wartością  $\text{AN}[20,40]\text{RK}$  stoi znak minus, co pozornie jest sprzeczne z sformułowaną wcześniej tezą o wpływie wzrostu temperatury wody tego akwenu na wzrost temperatury powietrza nad Polską. W równaniu [XX] jako zmienne niezależne położono jednak nie temperatury wody, lecz anomalie TPO. Szeregi anomalii, którymi dysponują autorzy liczone były przez Reynoldsa (1994) względem średnich z okresu 1950-1979. W tym okresie średnia temperatura wody na tym akwenu była wyższa (TPO osiągnęły minimum około roku 1974-1975) i w latach 1970-1997, mimo systematycznego wzrostu temperatury powierzchni oceanu, anomalie TPO na tym akwenu są ujemne. Przy ujemnych znakach wartości anomalii i ujemnym znaku przed współczynnikiem kierunkowym wartość wektora jest dodatnia.



Ryc. 52. Wartości rocznej temperatury powietrza nad Polską obliczone za pomocą równania [ 5 ] (przewidywane) a wartości obserwowane temperatury rocznej nad Polską (1970-1998)

Fig. 52. The value of annual air temperature over Poland calculated with [ 5 ] formula (expected) and the observed values of annual temperature over Poland (1970-1998)



Ryc. 53. Przebieg rocznej temperatury powietrza nad Polską w okresie lat 1970-1998 - (T obs.) i temperatury rocznej obliczonej przy pomocy równania [ 5 ] - (T obl.) w tym samym okresie

Fig. 53. Course of annual air temperature over Poland in the period 1970-1998 - (T obs.) and the annual temperature calculated with [ 5 ] formula over the same period

Dla wyjaśnienia wypadu tu zaznaczyć, że wzmiankowany wzrost TPO na Atlantyku nie może być (nie powinien?) traktowany jako skutek globalnego ocieplenia, gdyż od roku 1950 do roku 1974-1975 (początek okresu określony przez dostępność wiarygodnych i porównywalnych danych ze zbioru Reynoldsa (Reynolds i Smith 1994) na tych samych akwenach występował bardzo silny spadek temperatury powierzchni oceanu (np. w gridzie 40°N, 020°W trend TPO w 21-leciu 1950-1970 był równy -0.030 K/rok), w delcie Golfstromu -0.055 K/rok). Opisywane długoterminowe zmiany TPO wiązać należy z wielkoskalowymi procesami hydrologicznymi funkcjonującymi w oceanie, głównie z procesami cyrkulacji wód.

Odnosnie ostatniej epoki cyrkulacyjnej NAO nasuwa się pytanie - czy silny wzrost natężenia NAO, stanowiący jedną z przyczyn obserwowanego wzrostu temperatury powietrza jest efektem wtórnym globalnego ocieplenia, czy też jest jednym z procesów, który efekt ten generuje.

Globalne ocieplenie, rozumiane jako wzrost temperatury powietrza, szczególnie przyspieszony od lat 60-70 XX wieku jest faktem. Wydaje się celowym w tym miejscu przytoczyć sformułowanie Kożuchowskiego i in. (1999) na ten temat „*Niemniej, zauważalny niemal we wszystkich seriach trend rosnący temperatury powietrza pozostaje empirycznym faktem, a wyraźna różnica trendów lata i zimy jest równie znamienna jak samo ocieplenie*”.

Istnieje jednak problem genezy globalnego ocieplenia. Globalne ocieplenie jest niemal powszechnie tłumaczone systematycznym wzrostem zawartości CO<sub>2</sub> i innych gazów szklarniowych w atmosferze naszej planety i wymuszonymi przez ten wzrost zmianami długofalowego bilansu radiacyjnego (przyczyna), prowadzącymi do wzrostu temperatury powietrza w dolnej troposferze (skutek) - patrz np. Kożuchowski 1996, Trends'93. Dzięki temu, często, choć niekoniecznie słusznie, występujące ocieplenie globalne jest utożsamiane z tym, co nazywa się współczesnym efektem cieplarnianym. Rodzi to u niektórych badaczy znaczne opory (patrz: Anti-Global Warming Petition Project; Robinson i in. 1998) i stanowi źródło nieporozumień.

Badania paleoklimatyczne dają dowody, że Oscylacja Północnego Atlantyku funkcjonowała z różnym natężeniem już w epoce pre-industrialnej, kiedy to o spalaniu większej ilości paliw kopalnych czy żywiołowej deforestacji nie można jeszcze mówić. White i in. (1994) wykazali, na podstawie analizy rdzeni lodowych z lądolodu Grenlandii, że NAO funkcjonowało co najmniej od 700 lat, Appenzeller i in. (1998) na podobnej podstawie kreślą precyzyjnie zmienność NAO od roku 1648 i wykazują zgodność zapisu akumulacji lodu z przebiegiem zmian wskaźnika NAO w okresie pomiarów instrumentalnych. Podobne do wyników badań Appenzellera i in. (1998) są wyniki badań dendrochronologicznych (Cook, D'Arrigo i Briffa 1998).

Mechanizm Oscylacji Północnego Atlantyku, w takim zarysie, jaki został do tej pory rozpoznany, nie wiąże się bezpośrednio ze zmianami planetarnego czy hemisferycznego bilansu radiacyjnego, lecz stanowi efekt przenosu uprzednio zakumulowanego w oceanie ciepła do atmosfery. Dopiero dalsze skutki funkcjonowania przenosu ciepła z oceanu do atmosfery pociągać w konsekwencji mogą zmiany bilansu radiacyjnego i cieplnego.

Miesięczny pobór ciepła z powierzchni oceanu można oszacować na przykład za pomocą formuł stosowanych przez Sukhovej (1977). Straty ciepła z powierzchni oceanu stanowią sumę

strumieni ciepła odczuwalnego (jawnego; P; wymiana turbulencyjna) i utajonego (LE; ciepło parowania). Strumień ciepła jawnego (P [MJ/m<sup>2</sup>/miesiąc]) szacuje się jako:

$$P = 0.212 \cdot N (T_w - T_a) V_w \quad [ 6 ]$$

gdzie:

( $T_w - T_a$ ) - średnia miesięczna różnica temperatury powierzchni oceanu (wody) i temperatury powietrza (K),

$V_w$  - średnia miesięczna prędkość wiatru (m/s, na wysokości 10 m nad powierzchnią wody),

N - liczba dni w miesiącu,

zaś straty ciepła na parowanie (LE, [MJ/m<sup>2</sup>/miesiąc]) jako:

$$LE = 0,326 N (e_o - e) V_w , \quad [ 7 ]$$

gdzie:

( $e_o - e$ ) - średnia miesięczna różnica prężności powietrza całkowicie nasyconego parą wodną w temperaturze powierzchni oceanu, a rzeczywistą prężnością pary wodnej w powietrzu [hPa],

pozostałe oznaczenia jak wyżej.

Formuła Sukhovej (1977) w części dotyczącej strumienia ciepła utajonego nie różni się w istotniejszy sposób od starych, klasycznych formuł Sverdrupa i Montgomery'ego (Perry i Walker 1982), odmienny jest tu współczynnik stały. Niezależnie jednak od tego, jaka jest rzeczywista wartość tego współczynnika, trzeba tu zwrócić uwagę, że w obu formułach jednym ze wyrazów iloczynny jest średnia miesięczna prędkość wiatru ( $V_w$ ).

Wystąpienie dodatniej fazy Oscylacji Północnego Atlantyku w okresie zimowym przyczynia się do wydatnego wzrostu prędkości wiatru nad Północnym Atlantykiem. Hurrell (1995) szacuje, że średnie prędkości wiatru nad Północnym Atlantykiem kierującego się nad Europę są o około 8 m/s większe w czasie zim z wysoki dodatnim wskaźnikiem NAO od prędkości wiatru w czasie zim z dużym ujemnym wskaźnikiem NAO. Oznacza to, że w czasie zim, w czasie których występuje duży dodatni wskaźnik NAO ( $\geq 2.5$ ) przekaz ciepła z powierzchni Północnego Atlantyku jest około 3 i więcej razy bardziej intensywny, niż w czasie zim z odpowiednim ujemnym wskaźnikiem NAO, przy podobnych różnicach temperatury powietrza i wody.

Występowanie zimą dodatniej fazy NAO wiąże się z wpływem nad zachodnią część Północnego Atlantyku, w szerokości 40 - 50°N, bardzo silnie wychłodzonych zimowych mas powietrza polarno-kontynentalnego znad Labradoru i Kanady oraz mas arktycznych znad Grenlandii i pokrytej zwartymi lodami morskimi Zatoki Baffina i Cieśniny Davisa. Powietrze to dodatkowo charakteryzuje się bardzo małym zasobem wilgoci. Sprzyja to występowaniu bardzo dużych różnic temperatury powietrza i wody oraz ( $e_o - e$ ), a tym samym stwarza warunki do wyjątkowo dużego

natężenia strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, skutkującego gwałtownym ogrzewaniem powietrza nad oceanem.

W takim sensie, Oscylacja Północnego Atlantyku stanowi element generujący ocieplenie atmosfery półkuli północnej, przy czym mechanizm jej funkcjonowania dodatkowo steruje przepływem tego ciepła w atmosferze, kierując je w określone rejony planety. Rozkłady przestrzenne anomalii temperatury w sektorze atlantyckim półkuli północnej oraz rozkłady trendów zmian temperatury w ostatnim trzydziesto- i pięćdziesięcioleciu nad Ameryką Północną, Północnym Atlantykiem, Europą i NW Azją oraz atlantyckim sektorem Arktyki są zgodne z funkcjonowaniem Oscylacji Północnego Atlantyku i jej zmiennością w czasie (Atlas of Global ..., CD-ROM).

Wracając do formuł [ 6 ] i [ 7 ], opisujących wielkości strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, trzeba zauważyć, że argumenty w nich zawarte wymuszają bardzo duże zróżnicowanie sezonowe ich działania - w okresie zimowym strumienie ciepła z oceanu do atmosfery mogą osiągać gigantyczne rozmiary (duże różnice temperatury powietrza i wody, niska prędkość pary wodnej w powietrzu, duże prędkości wiatru nad wodą powodowane przez częste występowanie głębokich układów niżowych), w okresie letnim, wobec radykalnej zmiany tych samych wielkości, strumienie ciepła z oceanu do atmosfery będą w szerokościach umiarkowanych i subtropikalnych niewielkie.

W warunkach, jakie występują w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO - nasileniu się częstości występowania dodatnich faz NAO w okresie zim przy jednoczesnych wzrostach ich intensywności (wzrostach wartości indeksów), podwyższone temperatury powierzchni Północnego Atlantyku w jego środkowej i wschodniej części oraz przesunięcia się Wyżu Azorskiego w kierunku wschodnim, stają się zrozumiale wykryte przez polskich badaczy tendencje zmian temperatury powietrza nad Polską, jakimi są wzrost temperatury rocznej, występowanie silnego trendu wzrostowego temperatury powietrza w okresie zimowym przy jednoczesnym występowaniu okołozeroowego trendu w okresie lata. Te cechy zachowania się temperatury powietrza nad Polską są rzeczywiście znamienne, autorzy zgadzają się tu w pełni z Kożuchowskim i in. (1999).

Zespół tych cech, zdaniem autorów wskazuje dobitnie, że głównej przyczyny opisywanych przekształceń doszukiwać się należy w funkcjonowaniu Oscylacji Północnego Atlantyku. Wzrost temperatury rocznej (ocieplenie) stanowi, co jest w pełni zgodne z wynikami badań wielu polskich autorów, rezultat silnego ocieplenia występującego w okresie zimowym. Jest to okres, gdy powierzchnia oceanu przekazuje ogromne i stopniowo wzrastające (od początku lat siedemdziesiątych) ilości ciepła do atmosfery a cyrkulacja atmosferyczna kieruje je intensywniej i częściej niż to było poprzednio (zwłaszcza w poprzedniej epoce cyrkulacyjnej NAO) - na wschód. W okresie lata, mimo wyższej temperatury powierzchni oceanu, procesy przenosu ciepła z oceanu do atmosfery maleją, tym nie mniej, przenoszone nad Polskę znan szerokości 30-45° wschodniej części Północnego Atlantyku powietrze charakteryzuje się obecnie relatywnie wysoką temperaturą, nie powodując zauważalnej obniżki temperatury w miesiącach letnich.

Opisane procesy prowadzą do wzrostu temperatury powietrza - ocieplenia. Ciepło, które ogrzewa atmosferę nad Polską pochodzi jednak z powierzchni Północnego Atlantyku i trudno w świetle powyższego przyjmować, że proces obserwowanego wzrostu temperatury powietrza nad Polską dokumentuje występowanie efektu cieplarnianego.

## Literatura

- Appenzeller C., Stocker T.F., Anklin M., 1998. North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, 282: 446-449.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 1984. The multiperiodical changes of air temperature in Warsaw. *Miscellanea Geographica, WGiSR UW, Warszawa*: 87-96.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992. Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. VII, Zmiany wiekowe klimatu Polski. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: ss. 438.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1995. Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. IX, Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: ss. 319.
- Cook E.R., D'Arrigo R.D., Briffa K.R., 1998. The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-Atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe. *Holocene* 8: 9-11.
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000. Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959-1968 i 1989-1998 na tle warunków cyrkulacyjnych. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 31: 91-110.
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000. Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. *Przeł. Geof.*, t.45 (3-4): 221-238.
- Filipiak J., 2001. Zależność zmienności warunków termicznych w Gdańsku od cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Europy i północnej części Oceanu Atlantyckiego. [w:] *Rocznik Fizycznogeograficzny tom 6*: 65-70.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36: 301-326.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. Journ. of Climatol.*, v. 17: 1433-1450.
- Kossowska-Cezak U., 1997. Miesięczne warunki termiczno-opadowe i ich zależność od cyrkulacji atmosferycznej. *WGiSR Warszawa, Prace i Studia Geograficzne*, t. 20: 125-144.
- Kowalski K., 1992. Tendencje sekularnych zmian klimatu w Poznaniu. *Bad. Fizjograf. nad Polską Zach.*, t. 44, Ser. A: 115-130.
- Kożuchowski K., 1993. Variation of Hemispheric Zonal Circulation Index Since 1899 and its Relationship with Air Temperature. *International Journal of Climatology*, 13: 853-864.
- Kożuchowski K., 1995a. Głębokie cyklony, antycyklony i cyrkulacja strefowa nad Europą (1900-1990). *Przeł. Geof.*, t. 40 (3): 231-246.
- Kożuchowski K., 1995b. Współczesne ocieplenie i problem globalnych zmian klimatu. *Czasop. Geograf.*, 66 (3-4): 252-265.
- Kożuchowski K., 1996. Zmiany poziomu oceanów i mórz a globalne ocieplenie. *Czasop. Geograf.* 67(1): 3-15.
- Kożuchowski K., 2000 [Red.]. Pory roku w Polsce - sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne. Praca zbiorowa: Baliński W., Bartnik A., Buczyko K., Degirmendźić J., Fortuniak K., Jokiel P., Kożuchowski K., Liszewska M., Minkiewicz T., Papiernik Ż., Podgrodzki J., Wagner A., Wibig J., Żmudzka E. *Łódź*, ss.147.

- Kożuchowski K., Degirmendzić J., Fortuniak K., Wibig J., 1999. Tendencje zmian sezonowych aspektów klimatu w Polsce. [w:] Zmiany i zmienność klimatu Polski. Ich wpływ na gospodarkę, ekosystemy i człowieka. Łódź: 107-122.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1987. Zmiany temperatury powietrza w Europie Środkowej od 1781 roku. *Czasopismo Geograf.*, t. 58 (2): 173-189.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1991. Temperatura powietrza w Warszawie: niektóre aspekty zmienności w okresie 1779-1988. [w:] red. K.Kożuchowski, Współczesne zmiany klimatyczne - Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych. Uniwersytet Szczeciński, Rozprawy i Studia, t. 152, Szczecin, 19-46.
- Kożuchowski K., Trepiańska J., 1986. Niektóre aspekty wieloletniej zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Krakowie. *Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne* 67: 33-44.
- Landsberg H.E., 1974. Antropogennye izmeneniya klimata. Fizičeskaya i dinamičeskaya klimatologiya. Trudy simpoziuma po fizičeskoj i danamičeskoj klimatologii WMO. *Gidrometeoizdat*, Leningrad: 267-313.
- Lorenc H., 1994. Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych. *Materiały Badawcze IMGW - Meteorologia* 19. Warszawa: ss.52.
- Lorenc H., 2000. Studia nad 202-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji. *Materiały Badawcze IMGW - Meteorologia* 31. Warszawa: ss.104.
- Lorenc H., Suwalska-Bogucka M., 1996. Thermal tendencies of winter in Poland as the indicator of climate variability. [w:] *Proceedings of the International Conference on Climate Dynamics and the Global Change Perspective*. *Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne* 102: 365-374.
- Mitčell Dž. M. [Mitchell J. M.], 1974. Globalnyj effekt okhłaždenija iż-za vozrastajuščego količestva atmosferynykh aerorozolej: fakt ili fikciya? Trudy simpoziuma po fizičeskoj i danamičeskoj klimatologii WMO. *Gidrometeoizdat*, Leningrad: 314-330.
- Marsz A., 1999. Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i polskim wybrzeżu Bałtyku. *Przeegl. Geograf.*, t.71 (3): 225-245.
- Marsz A., 2000. Związki między wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku a przenosem wód atlantyckich i ciepła przez Kanał Farero-Szetlandzki. *Prace Wydziału Nawigacyjnego* 10, WSM w Gdyni: 111-126.
- Marsz A., Styszyńska A., 2000. Fazy kontynentalizacji i oceanizacji klimatu nad obszarem Bałtyku w XIX i XX wieku. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 31: 183-201.
- Marsz A., Żmudzka E., 1999. Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce. *Przeegl. Geof.*, t. 44 (3): 199-210.
- Miętus M., 1996. Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030. *Materiały Badawcze IMGW - Meteorologia* 26. Warszawa, ss. 72.
- Miętus M., 1998. O rekonstrukcji i homogenizacji wieloletnich serii średniej miesięcznej temperatury ze stacji w Gdańsku-Wrzeszczu, 1851-1995. *Wiadomości IMGW*, t.21 (3): 41-63.
- Niedźwiedz T., 1993. Changes of Atmospheric Circulation (using the P., S, C, M. indices) in the Winter Season and Their Influence on Air temperature in Cracow. [w:] *Early Meteorological Instrumental Records in Europe - Methods and Results*. *Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne*, 95: 107-113.
- Niedźwiedz T., 1997. Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 19-39.
- Niedźwiedz T., 2000. Variability of the atmospheric circulation above Central Europe in the light and selected indices. [w:] *Reconstructions of Climate and its Modelling*. *Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne*, 107: 379-389.
- Osborn T.J., Briffa K.R., Tett S.F.B., Jones P.D., Trigo R.M., 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 15: 685-702.



- Perry A.H., Walker J.M., 1982. System ocean - atmosfera. Wyd. Morskie, Gdańsk: ss. 266.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994. Improved global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 7: 929-948.
- Robinson A.B., Baliunas S.L., Soon W., Robinson Z.W., 1998. Environmental effects of increased atmospheric carbon dioxide. La Jolla, CA: ss. 8.
- Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K., 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398: 320-323.
- Rogers J.C., 1984. A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation, [w:] H. v. Loon (red.), *Studies in Climate*, NCAR Technical Note, February 1984, Boulder, Co.: 208-241.
- Stopa-Boryczka M., 1998. Z badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski. *WGISR Warszawa, Prace i Studia Geograficzne*, t.22: 155-168.
- Sukhovej V.F., 1977. Zmėnčivost gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo Okeana. *Naukova Dumka*, Kiev: ss. 214.
- Tamulewicz J., 2000. "Share" of temperature of particular months in the annual temperature in Poznań in the period 1848-1997. [w:] *Reconstructions of Climate and its Modelling. Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne*, 107: 259-266.
- Tamulewicz J., Woś A., 1994. Zmiany cech stosunków termicznych powietrza w Poznaniu w przekroju wieloletnim (1848-1990). *Bad. Fizjograf. nad Polską Zach.*, t.45., Ser. A: 93-103.
- Tourre Y.M., Rajagopalan B., Kushnir Y., 1999. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean region during the last 136 years. *J. Climate*, 12: 2285-2299.
- Trends'93: A Compendium of Data on Global Change., 1994. Ed. Boden T. A., Kaiser D. P., Stepanski R., J., Stoss F. W. Carbon Dioxide Information Analysis Center. ORNL/CIDAC Publ. No. 4195. Oak Ridge: ss. 984.
- Trepińska J., 1988. Wieloletni przebieg ciśnienia i temperatury powietrza w Krakowie na tle zmienności w Europie. *Rozprawy habilitacyjne nr 140, Uniwersytet Jagielloński, Kraków*: ss. 169.
- Trepińska J., Kowanetz L., 1997. Wieloletni przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie (1792-1995). [w:] Red. J.Trepińska. *Wahania klimatu w Krakowie*. Wyd. IG UJ, Kraków: 99-130.
- Visbeck H.M., Cullen H., Krahnemann G., Naik N., 1998. An ocean model's response to North Atlantic Oscillation - like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297-1300.
- White J. W., Gorodetzky C. D., Cook E. R., Barlow L. K., 1996. Frequency analysis of annually resolved. 700 year paleoclimate record from the GISP2 ice core. *NATO ASI*, 141: 193-212.
- Wibig J., 2000a. Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. *Przegl. Geof.* t. 45 (2): 121-137.
- Wibig J., 2000b. Wstępna ocena zmienności rozkładów temperatury minimalnej i maksymalnej w Zakopanem w okresie 1906-1998. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 31: 327-341.
- Woś A., 1993. Seasonal air temperatures in Poznań in a multi-year approach. [w:] *Early Meteorological Instrumental Records in Europe - Methods and Results. Zeszyty Naukowe UJ - Prace Geograficzne*, 95: 215-221.
- Żmudzka E., 1999. Krótkookresowa zmienność temperatury powietrza w Polsce. *Przegl. Geof.*, t. 44 (3): 115-130.

Media elektroniczne:

Anti-Global Warming Petition Project; <http://www.oism.org/pproject/>

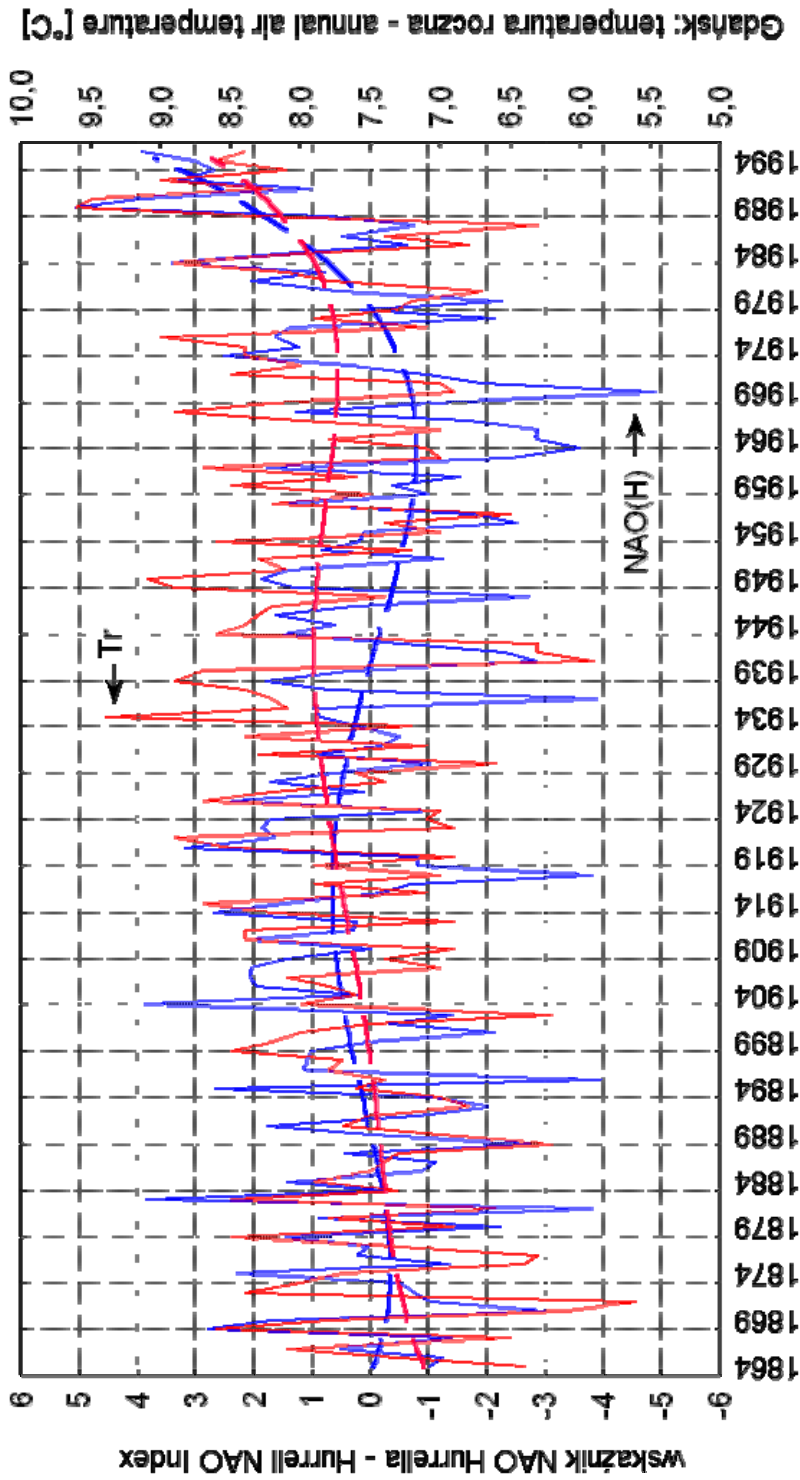
Atlas of Global Instrumental Climate Data. v. 1.0., Climatology Lab., Department of Geology and Geography, University of Massachusetts. CD-ROM No. W.O. 56 997-1M.

<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html> (strona J. Hurrella, National Center for Atmospheric Research; wartości wskaźników NAO).

<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> (wskaźnik NAO Jonesa, Jonssona i Wheelera; Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, UK).

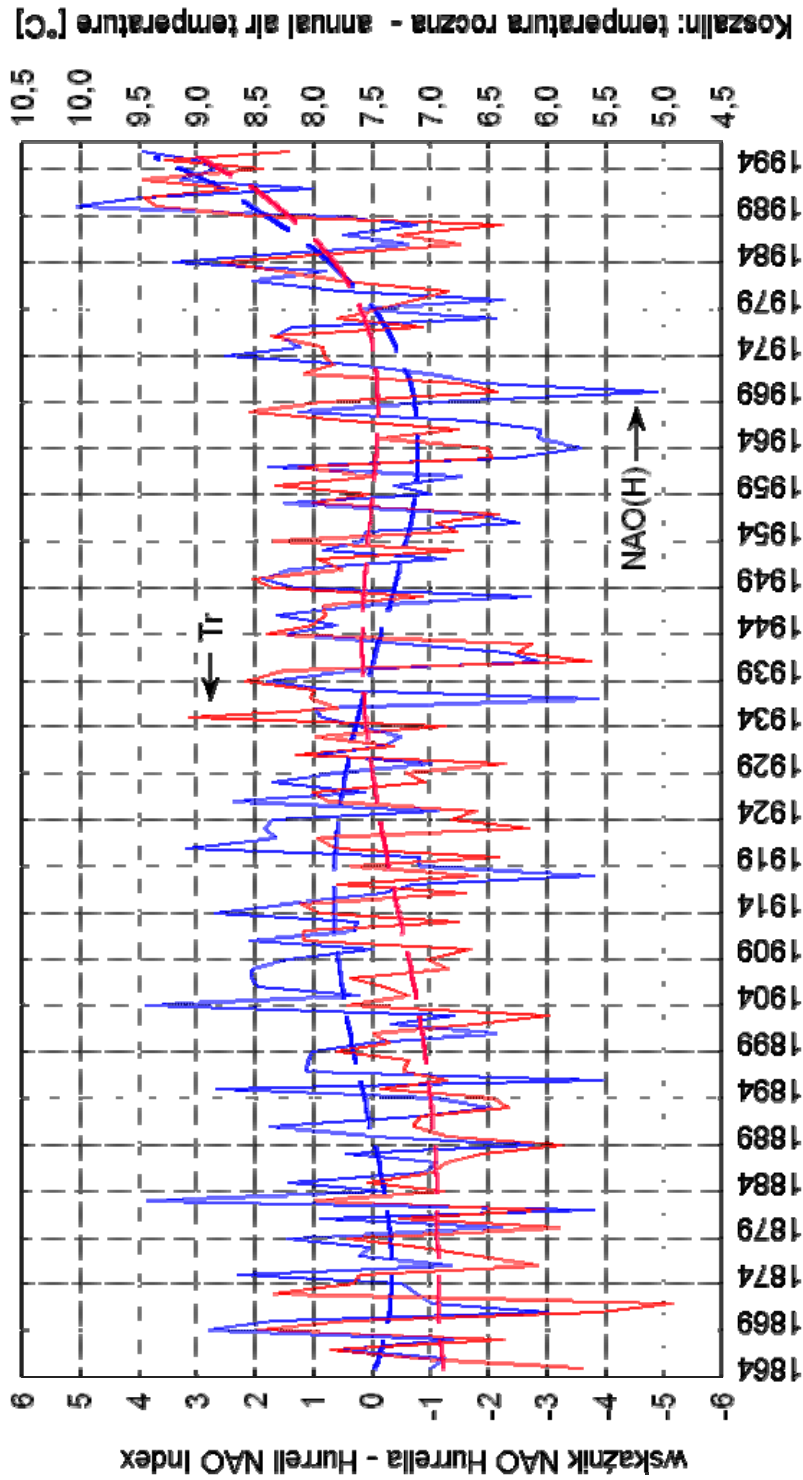
<ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/data> (katalog główny Climatic Research Unit).

# Ryciny



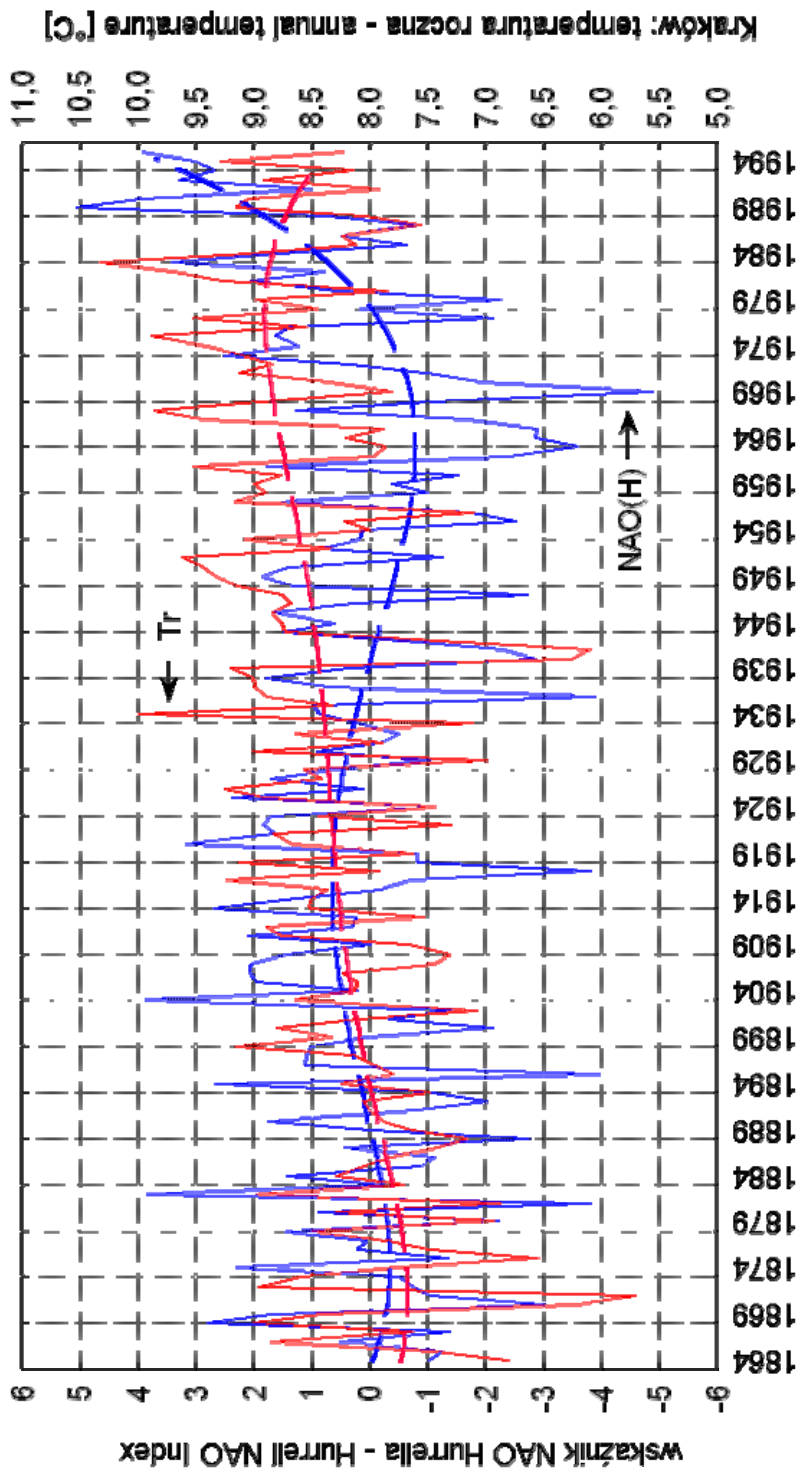
Ryc. 13. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Gdańsku (Tr) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 13. The course of annual air temperature in Gdańsk (Tr) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) in the same year and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



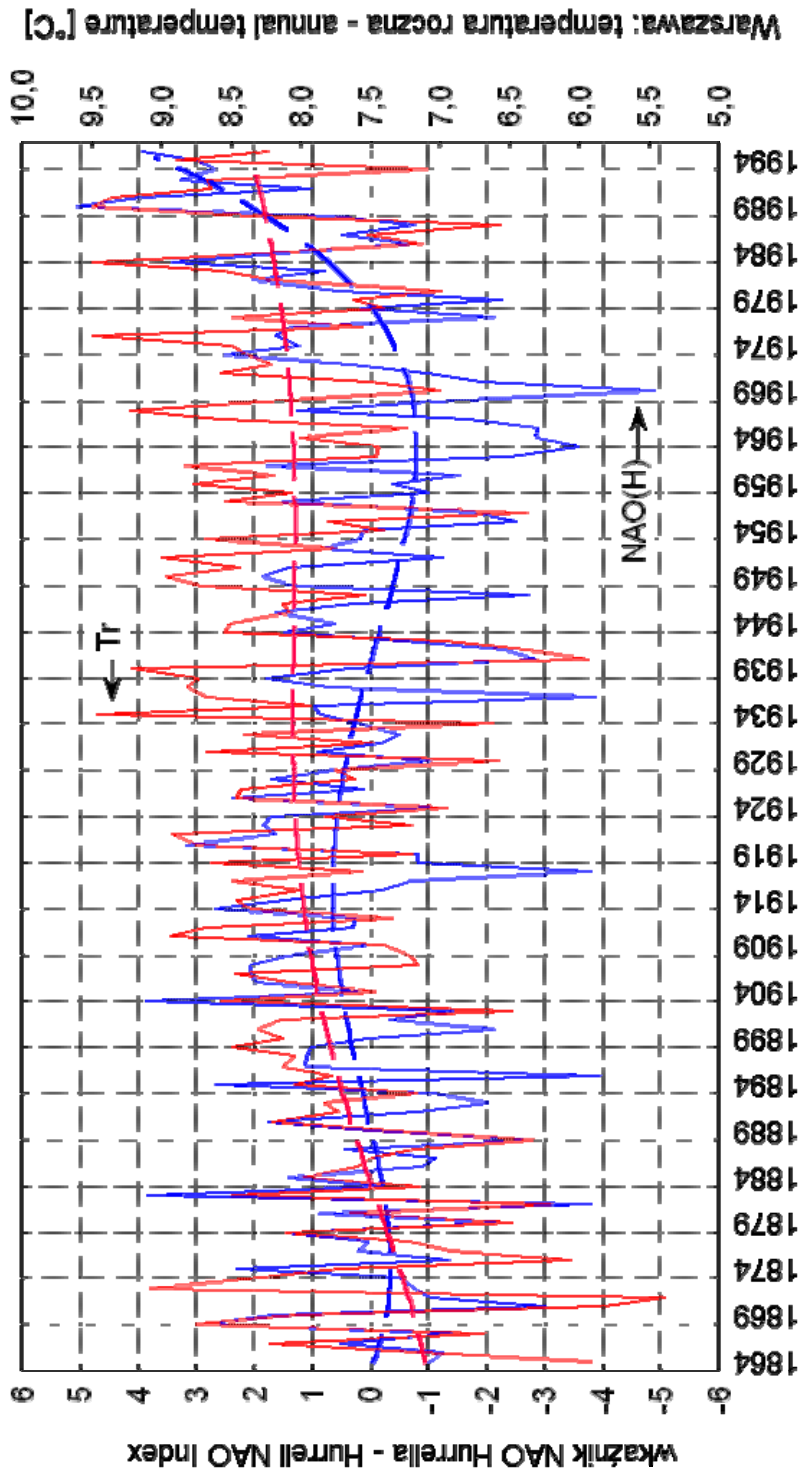
Ryc. 14. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Koszalinie (Tr) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 14. The course of annual air temperature in Koszalin (Tr) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) in the same year and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



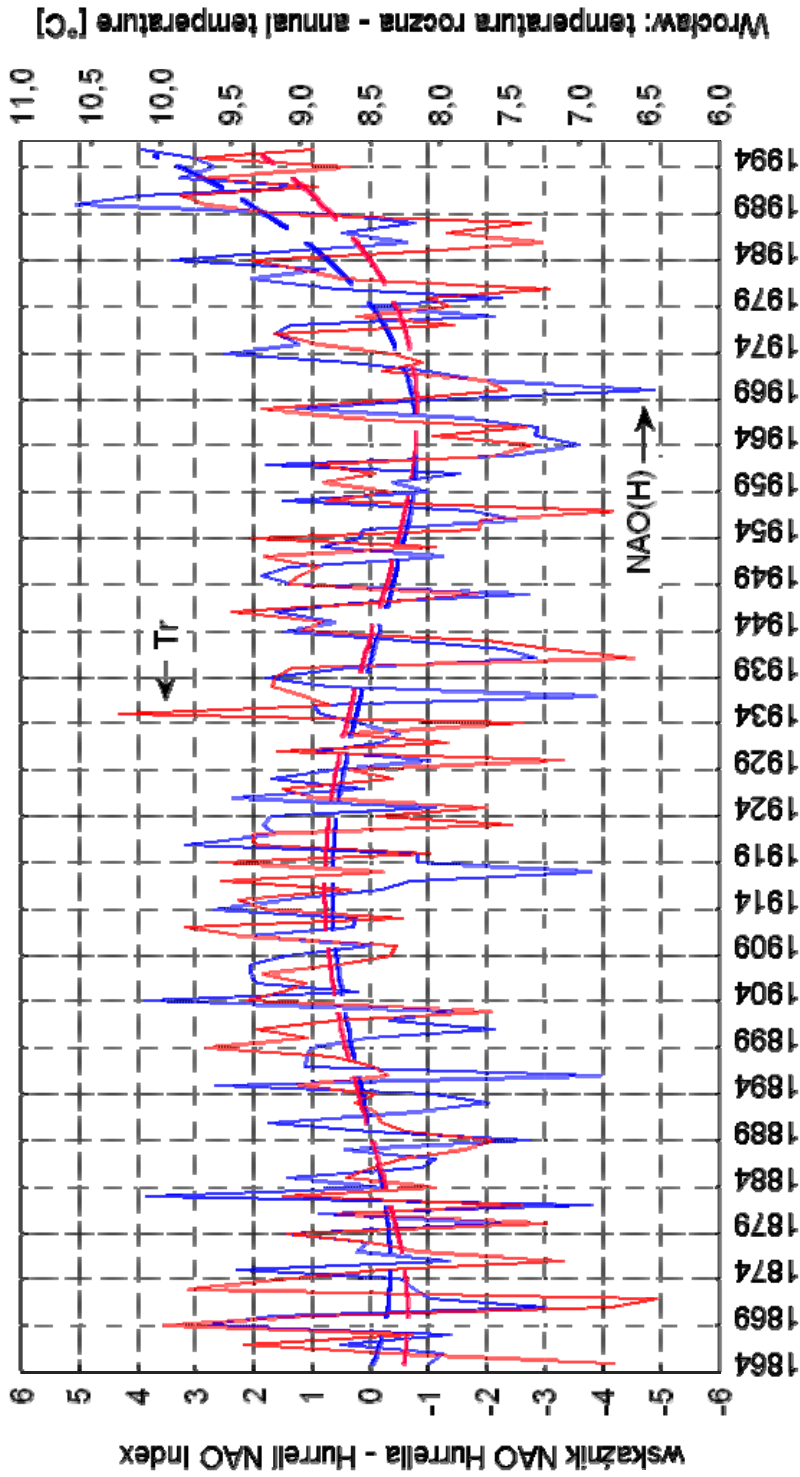
Ryc. 15. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Krakowie (Tr) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 15. The course of annual air temperature in Kraków (Tr) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) in the same year and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 16. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Warszawie (Tr) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

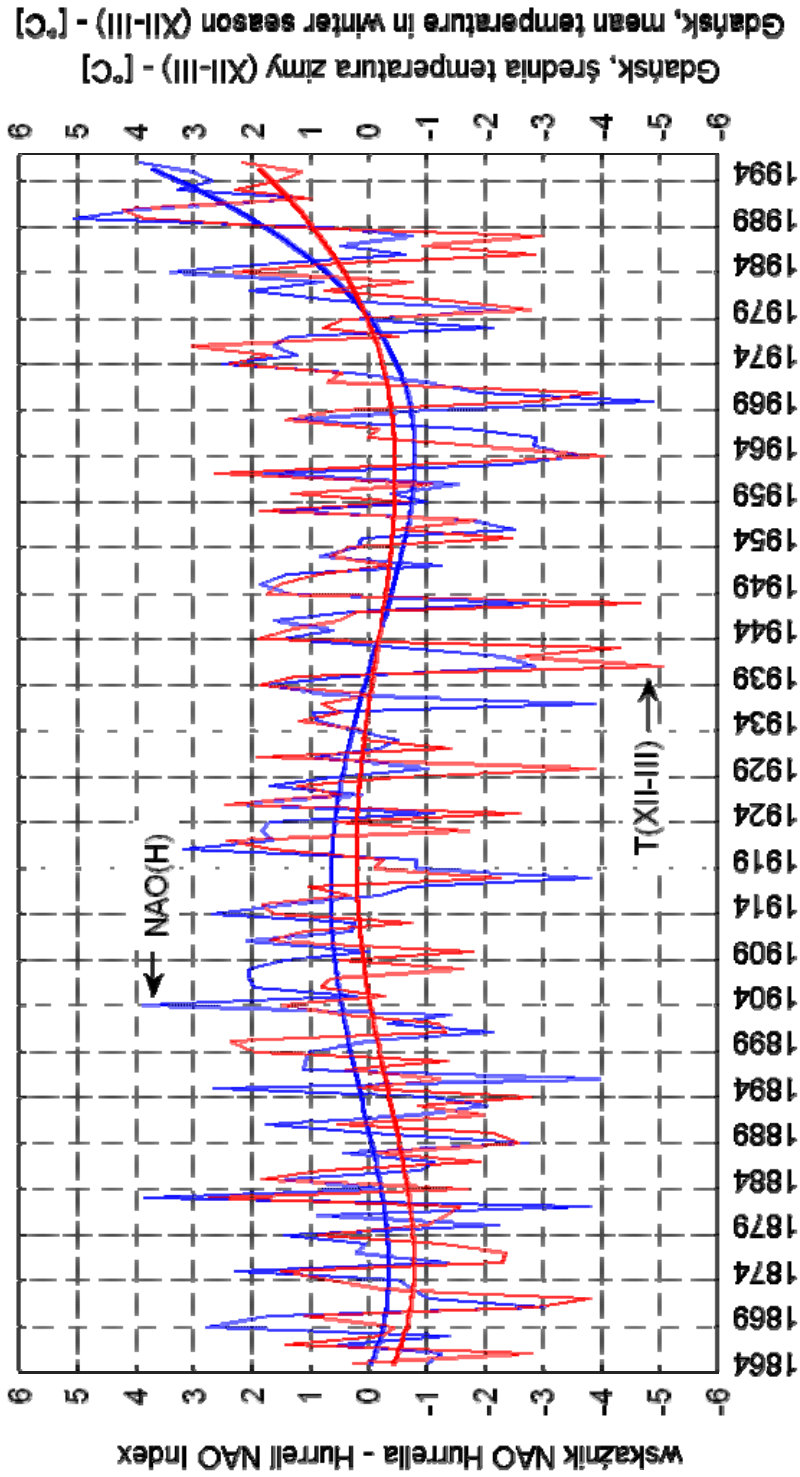
Fig. 16. The course of annual air temperature in Warszawa (Tr) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) in the same year and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 17. Przebieg rocznej temperatury powietrza we Wrocławiu (Tr) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

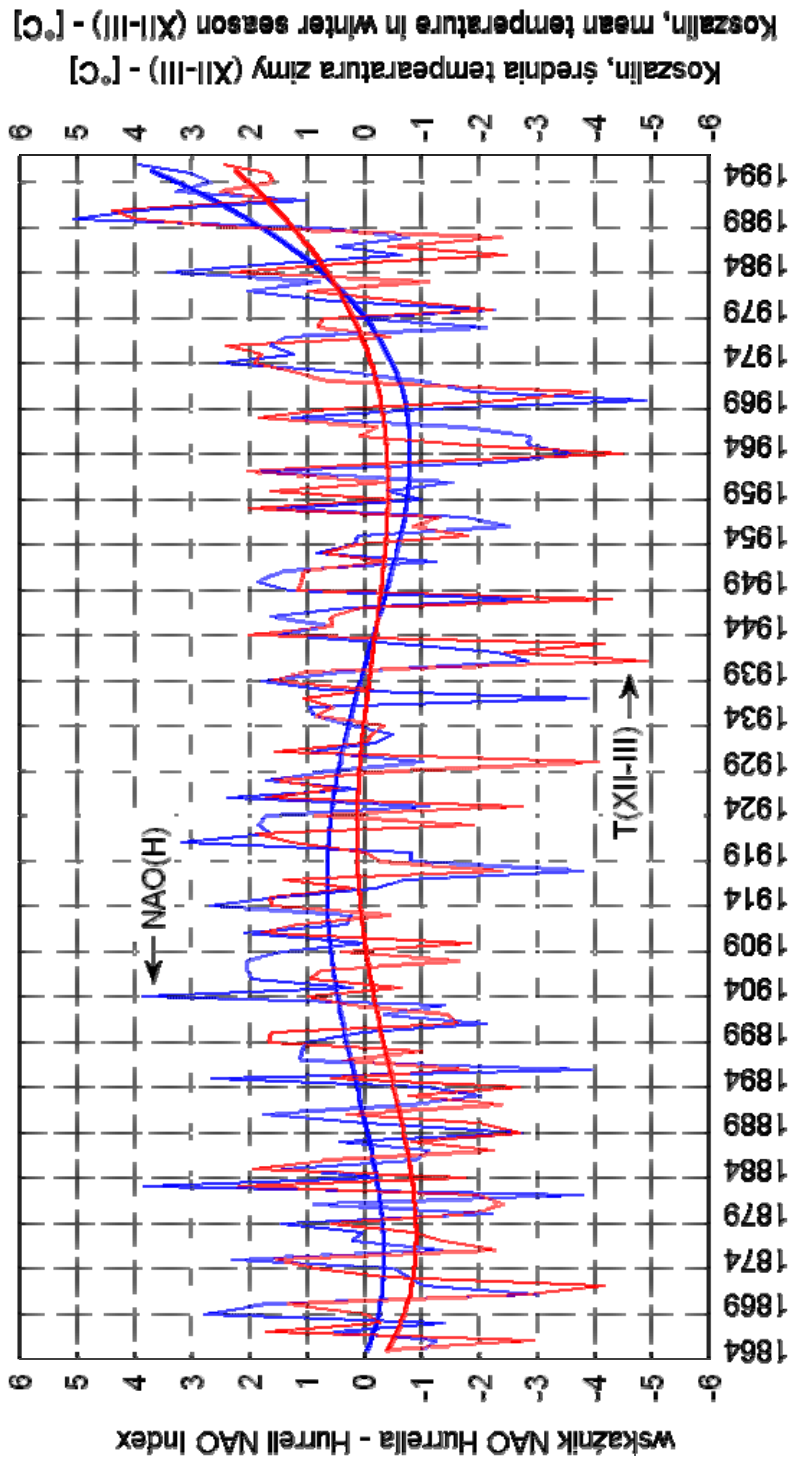
Fig. 17. The course of annual air temperature in Wrocław (Tr) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) in the same year and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)





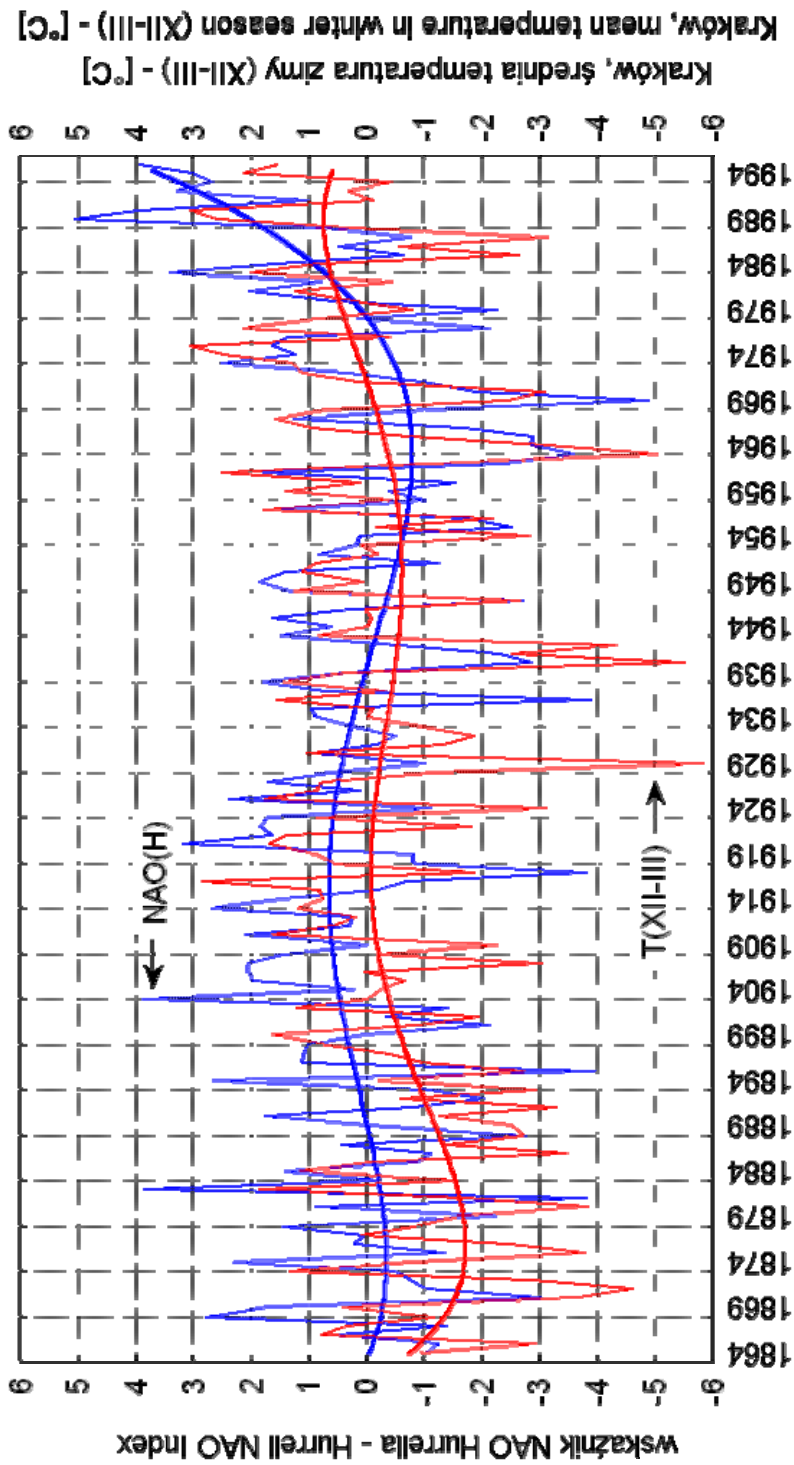
Ryc. 18. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) w Gdańsku (T(XII-III)) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) oraz ich przebiegi wyrownane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 18. The course of mean air temperature in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



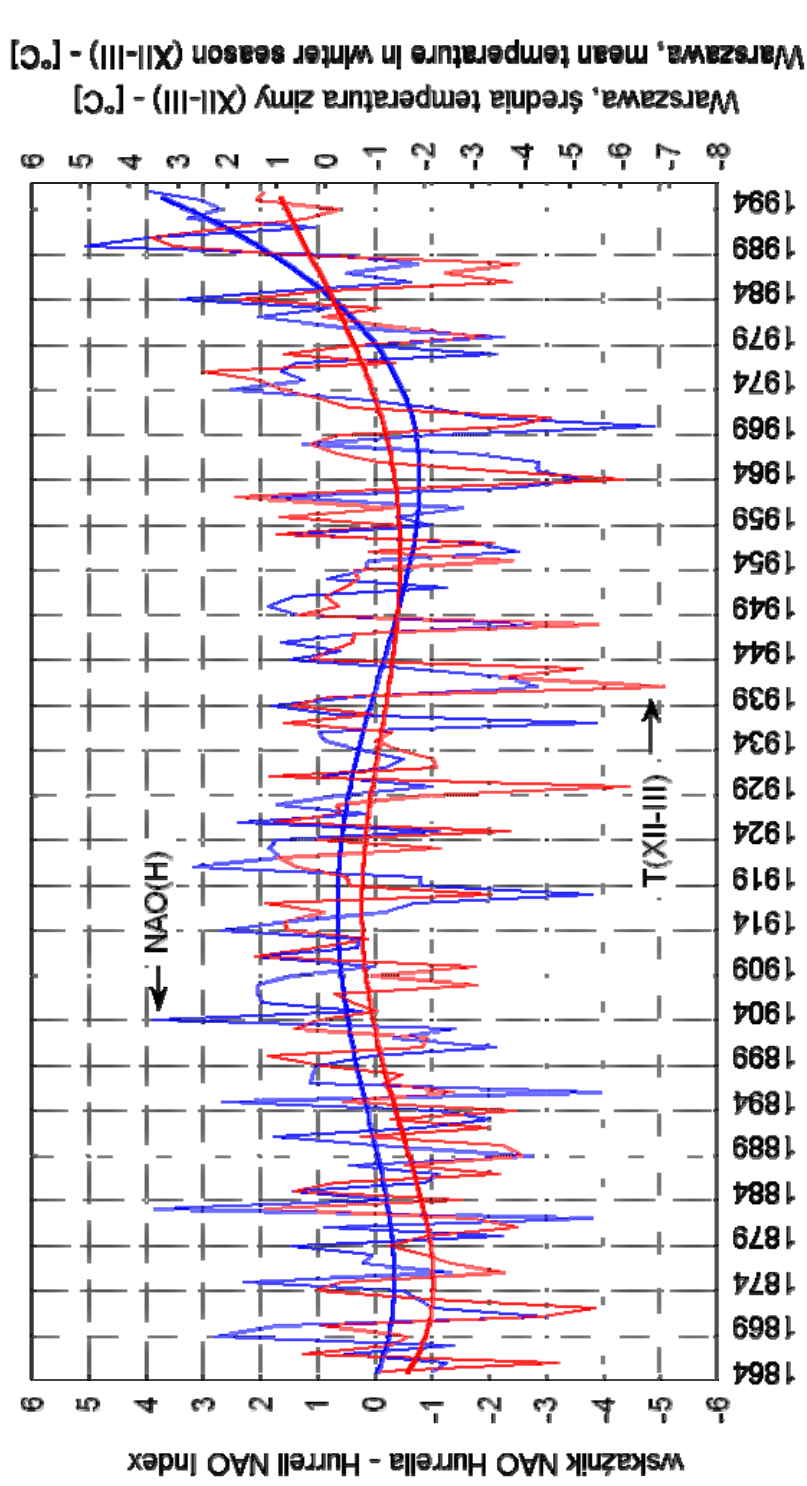
Ryc. 19. Przebieg średniej temperatury powietrza zimowego (grudzień-marzec) w Koszalinie ( $T(XII-III)$ ) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 19. The course of mean air temperature in Koszalin in winter season (December - March) - ( $T(XII-III)$ ) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



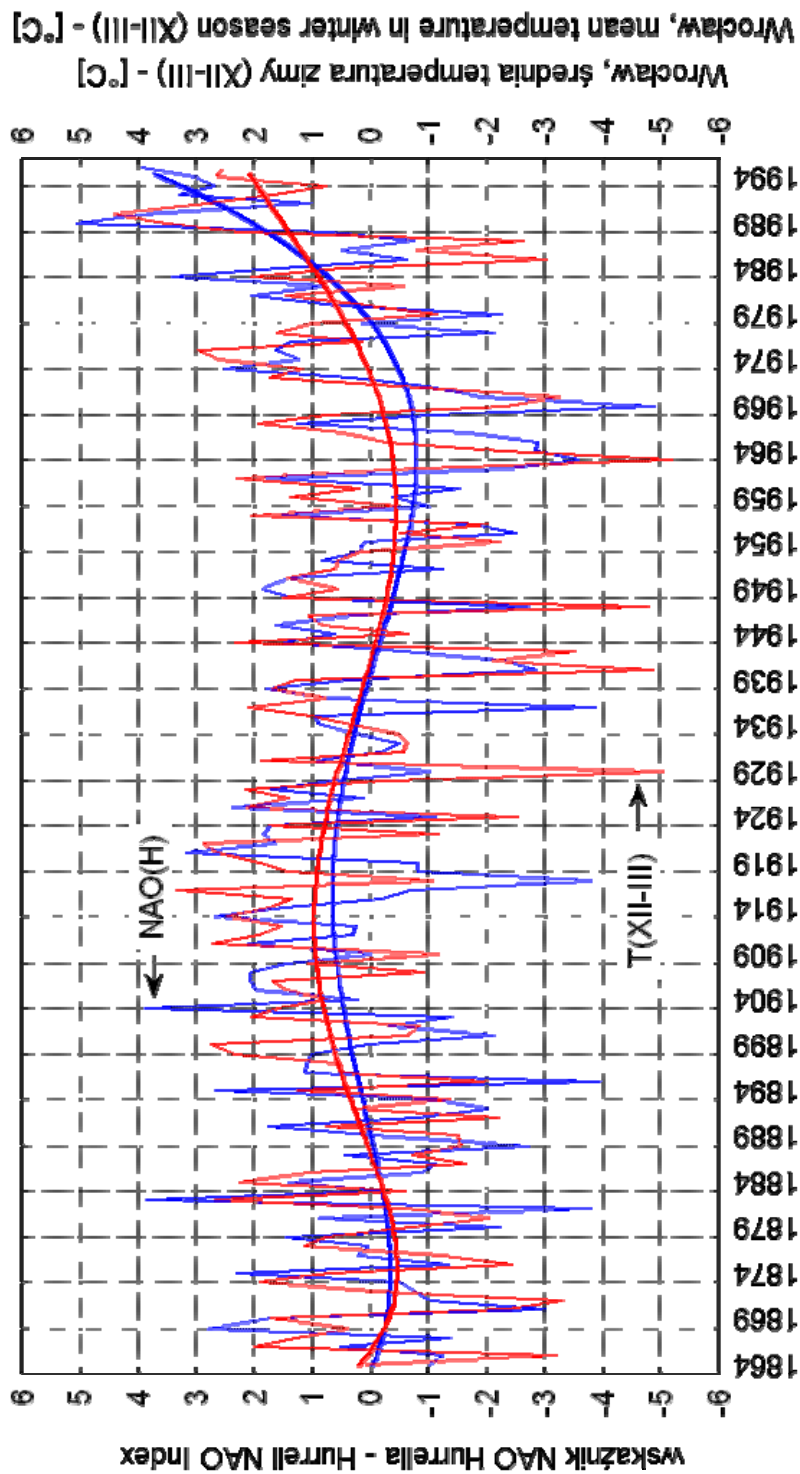
Ryc. 20. Przebieg średniej temperatury powietrza zimowego (grudzień - marzec) w Krakowie ( $T(XII-III)$ ) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 20. The course of mean air temperature in Kraków in winter season (December - March) - ( $T(XII-III)$ ) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



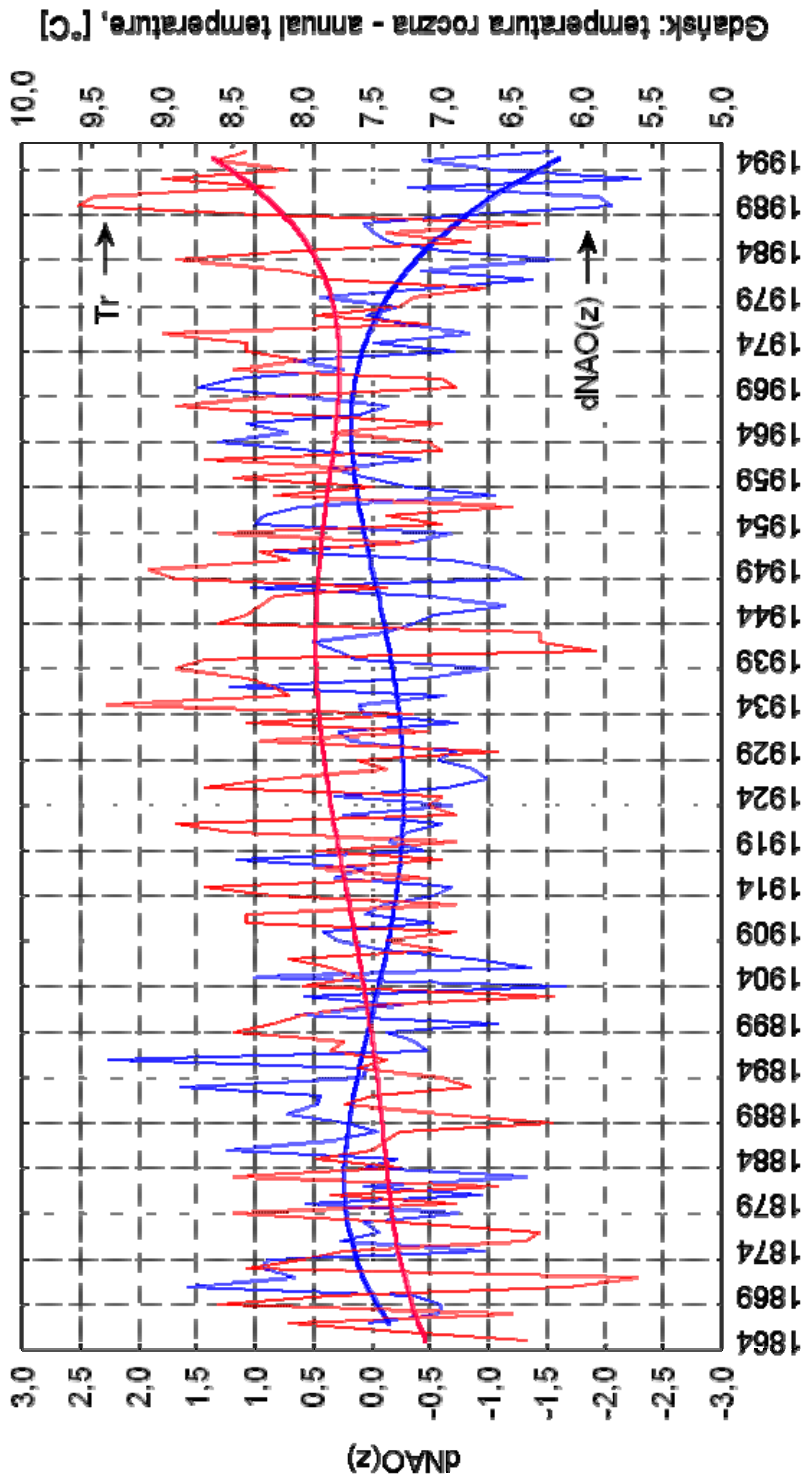
Ryc. 21. Przebieg średniej temperatury powietrza zimowego (grudzień-marzec) w Warszawie (T(XII-III)) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 21. The course of mean air temperature in winter season (December-March) - (T(XII-III)) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



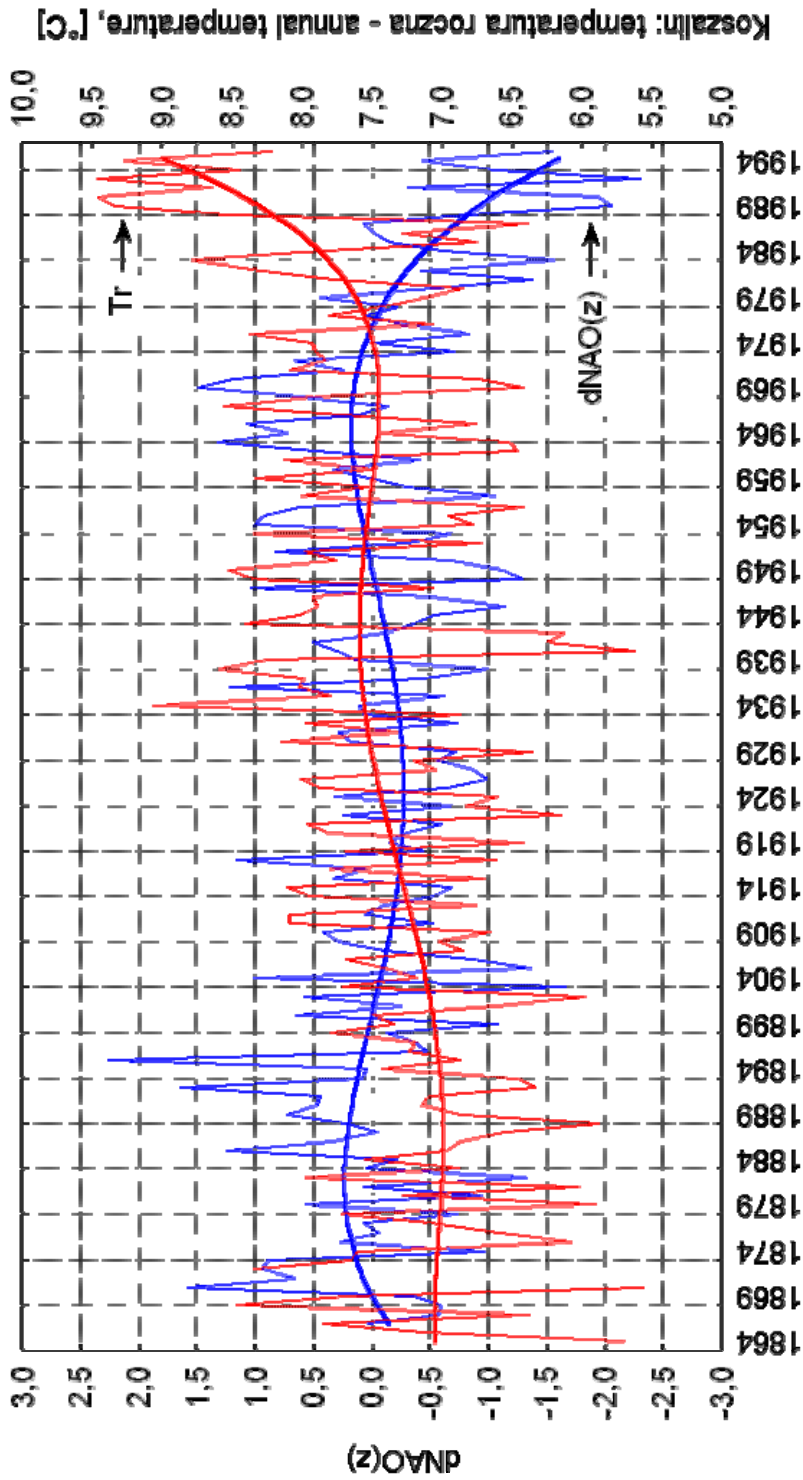
Ryc. 22. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień-marzec) we Wrocławiu ( $T(XII-III)$ ) i wartości wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 22. The course of mean air temperature in Wrocław in winter season (December - March) ( $T(XII-III)$ ) and the values of Hurrell NAO Index (NAO(H)) and their courses smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 23. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Gdańsku ( $Tr$ ) i wartości wskaźnika  $dNAO(z)$  wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

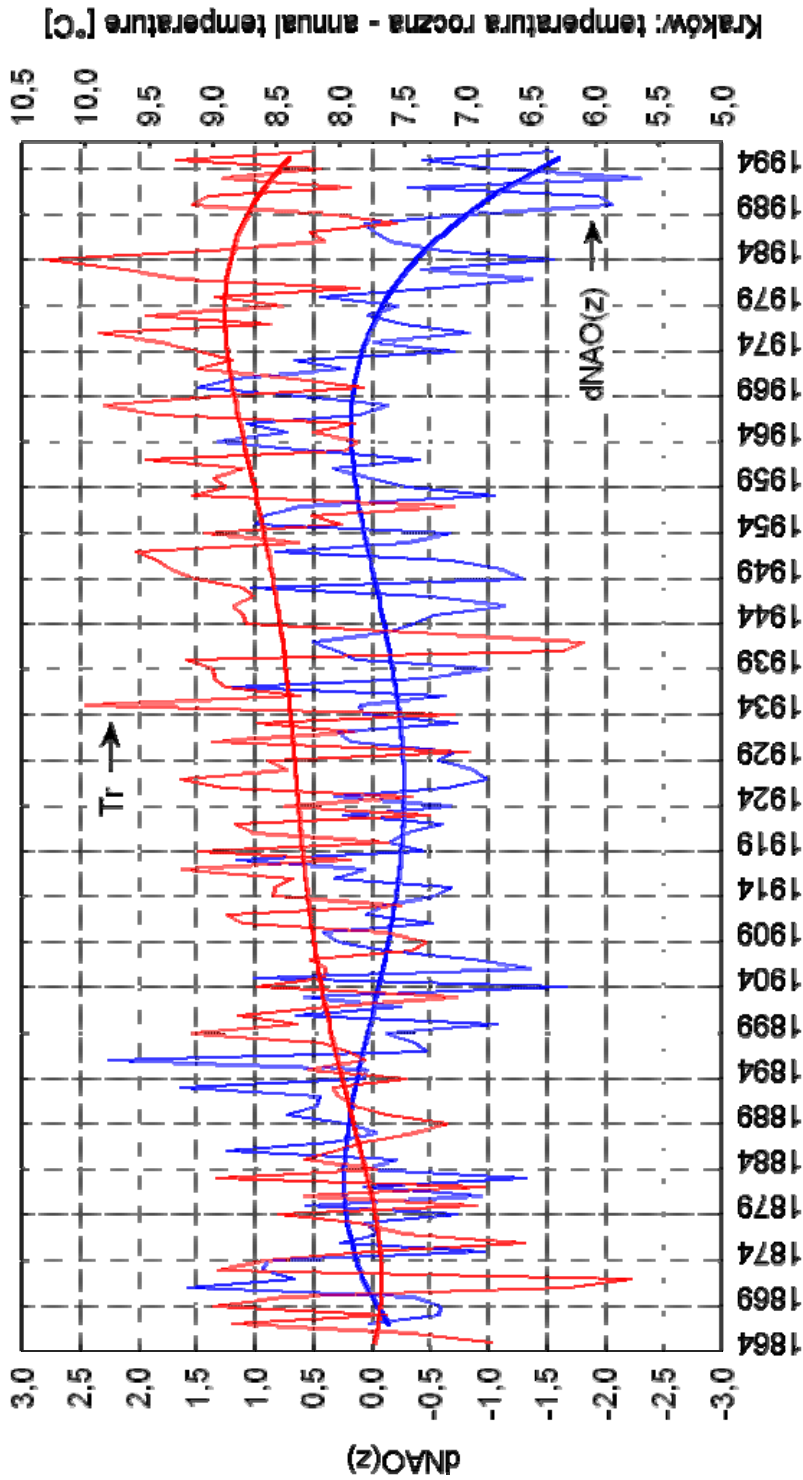
Fig. 23. The course of annual air temperature in Gdańsk ( $Tr$ ) and the values of  $dNAO(z)$  Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 24. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Koszalinie (Tr) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 24. The course of annual air temperature in Koszalin (Tr) and the values of dNAO(z) index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)

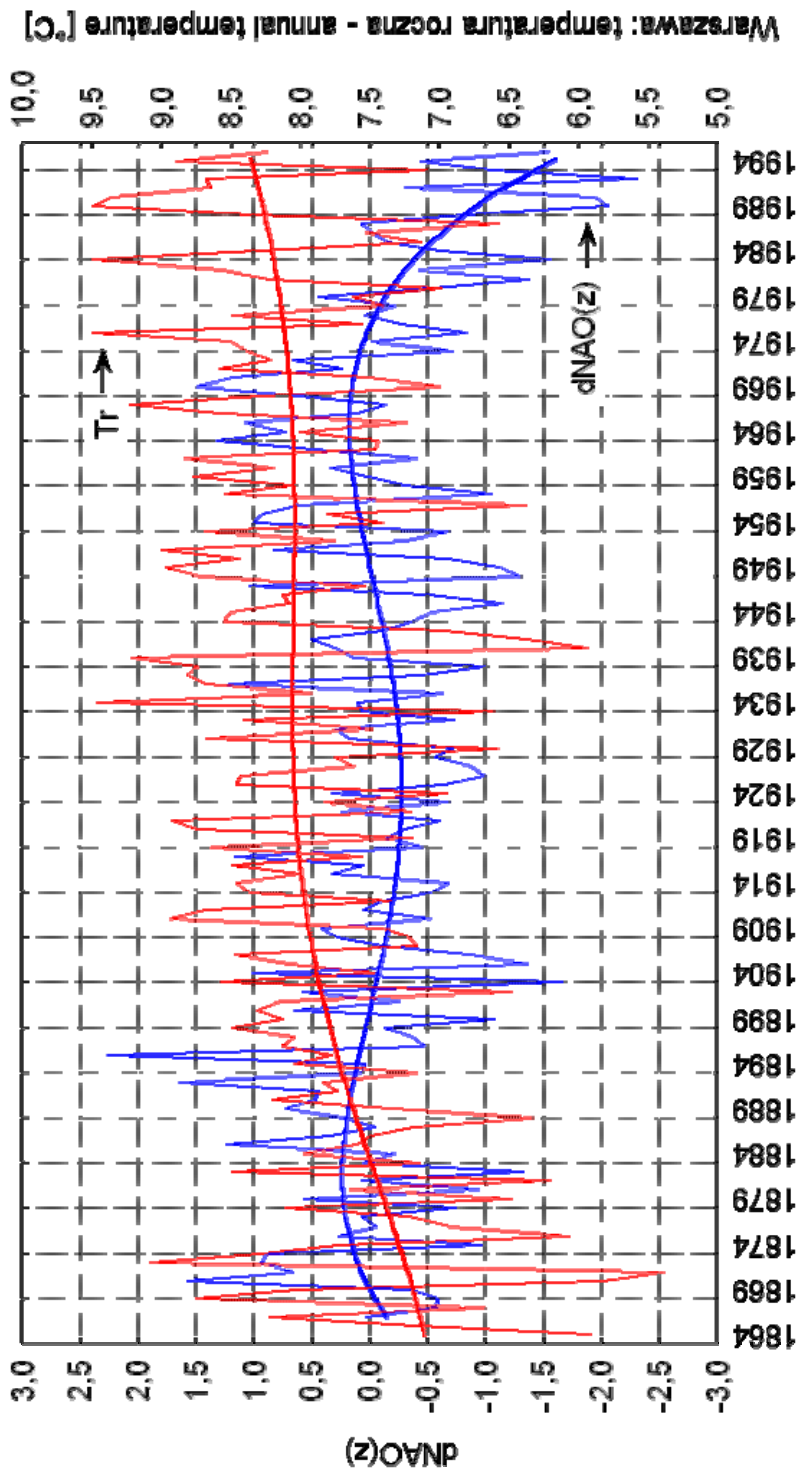




Ryc. 25. Przebieg rocznej temperatury powietrza w Krakowie (Tr) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

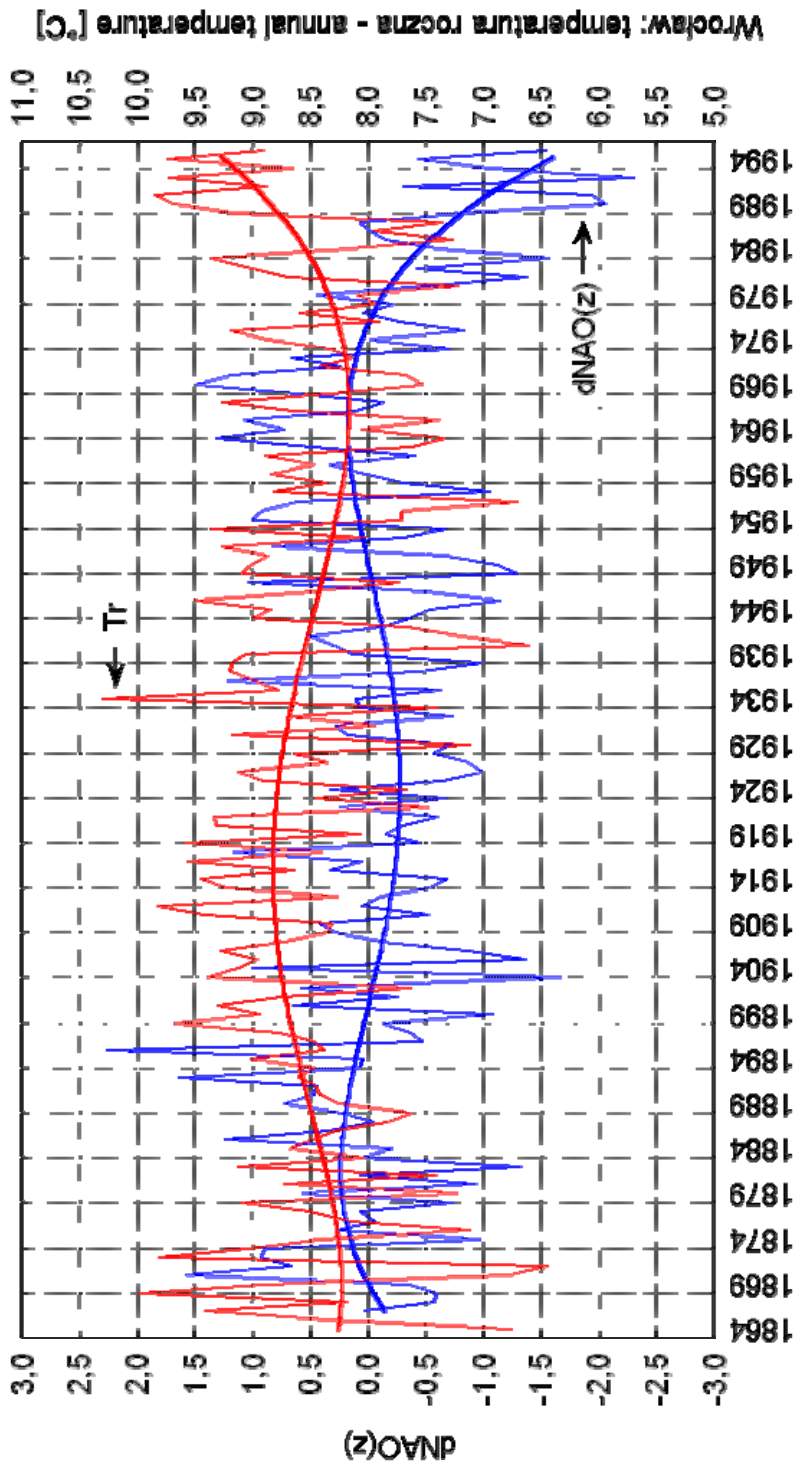
Fig. 25. The course of annual air temperature in Kraków (Tr) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)





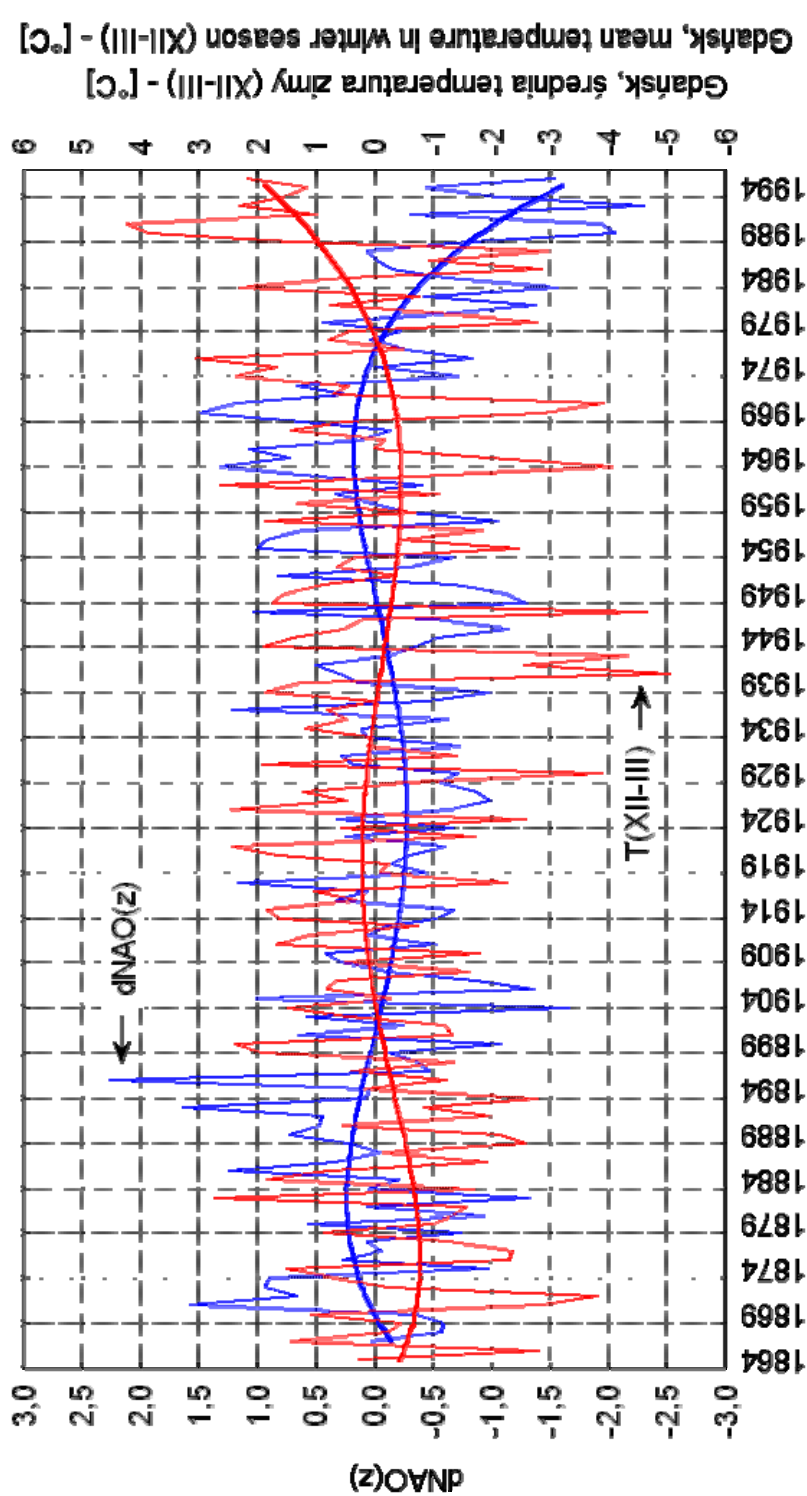
Ryc. 26. przebieg rocznej temperatury powietrza w Warszawie (Tr) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 26. The course of annual air temperature in Warszawa (Tr) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



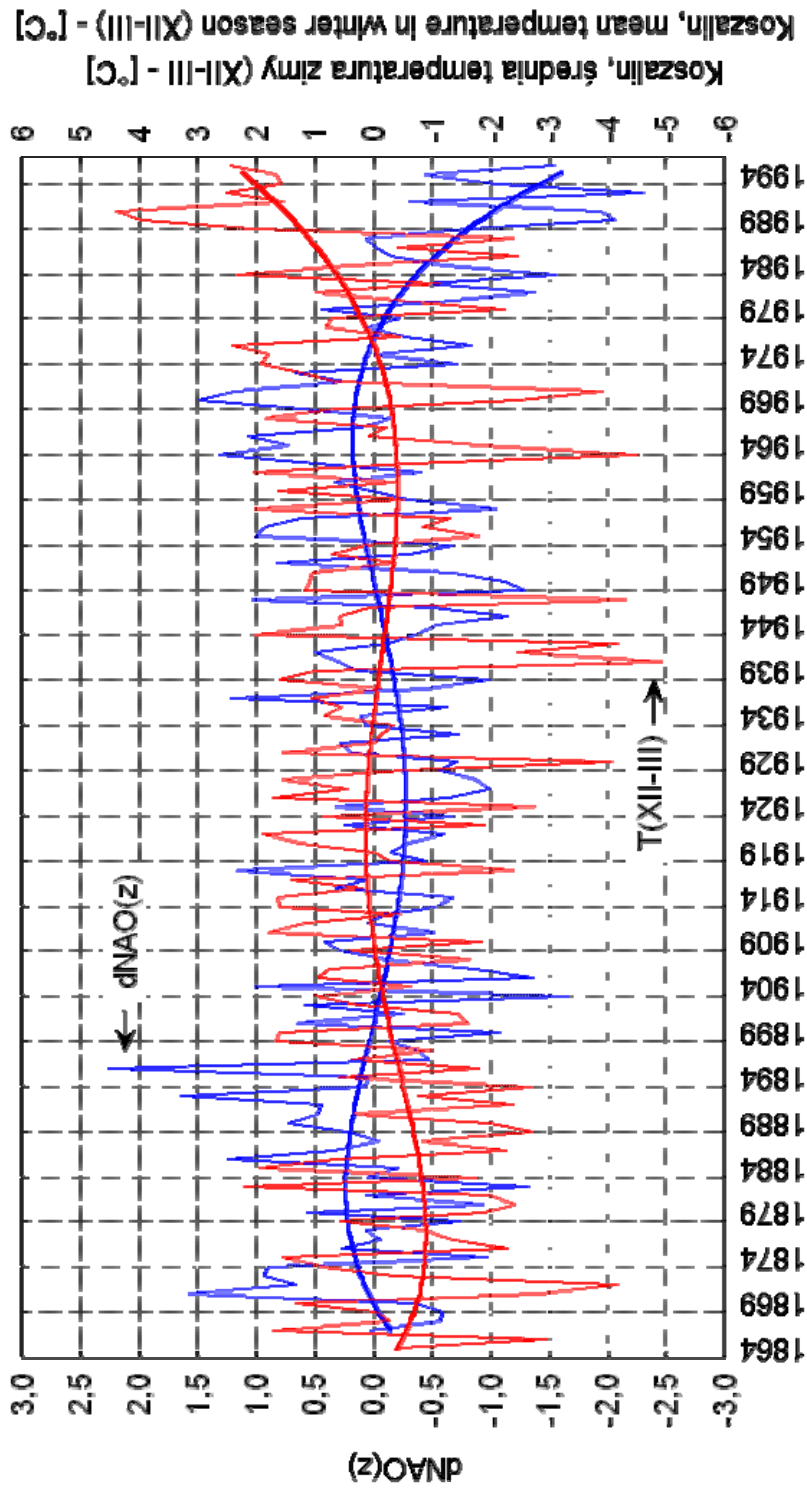
Ryc. 27. Przebieg rocznej temperatury powietrza we Wrocławiu ( $T_r$ ) i wartości wskaźnika  $dNAO(z)$  wskazującego na położenie centrum Wyzu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 27. The course of annual air temperature in Wrocław ( $T_r$ ) and the values of  $dNAO(z)$  Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



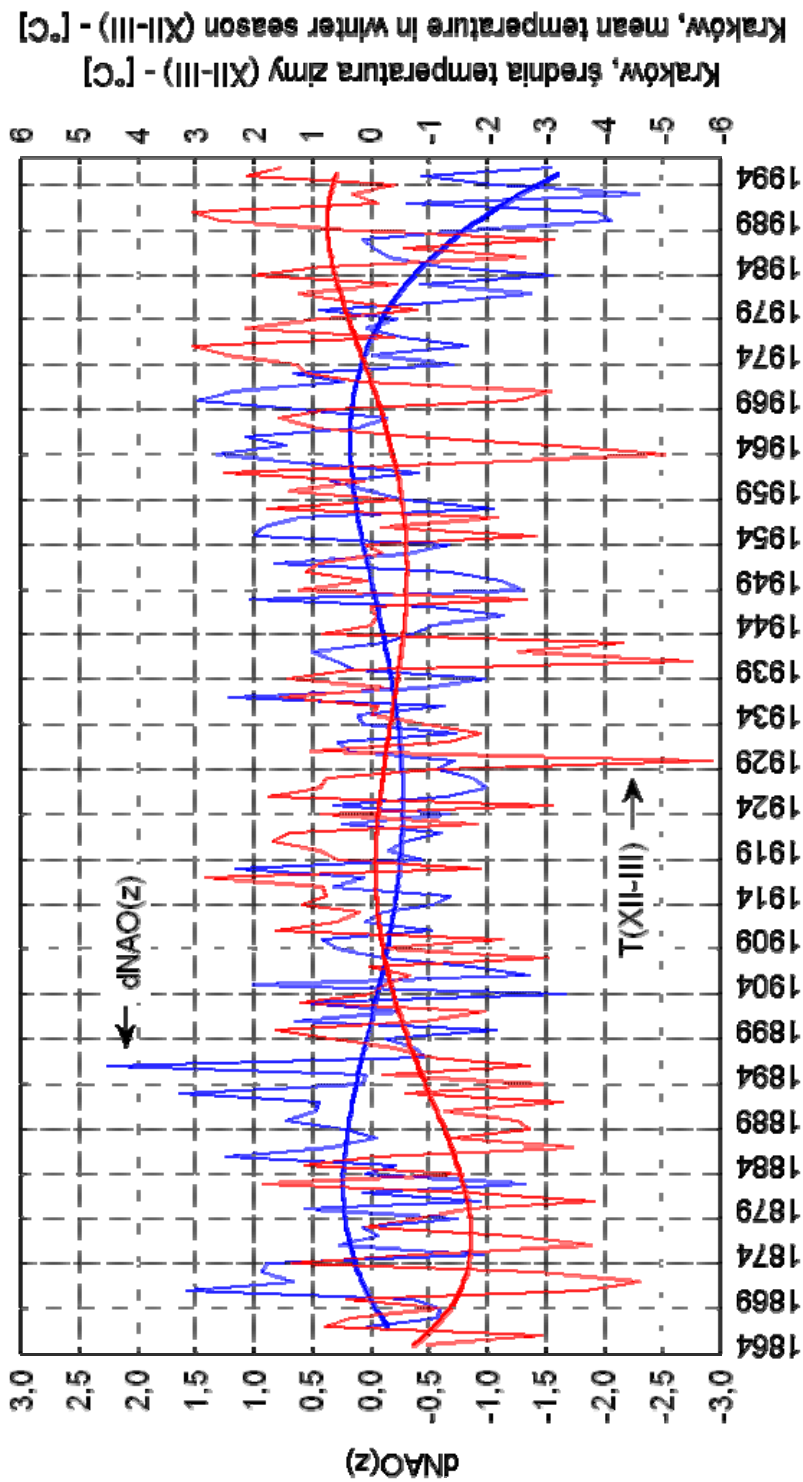
Ryc. 28. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) w Gdańsku (T(XII-III)) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 28. The course of mean air temperature in Gdańsk in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



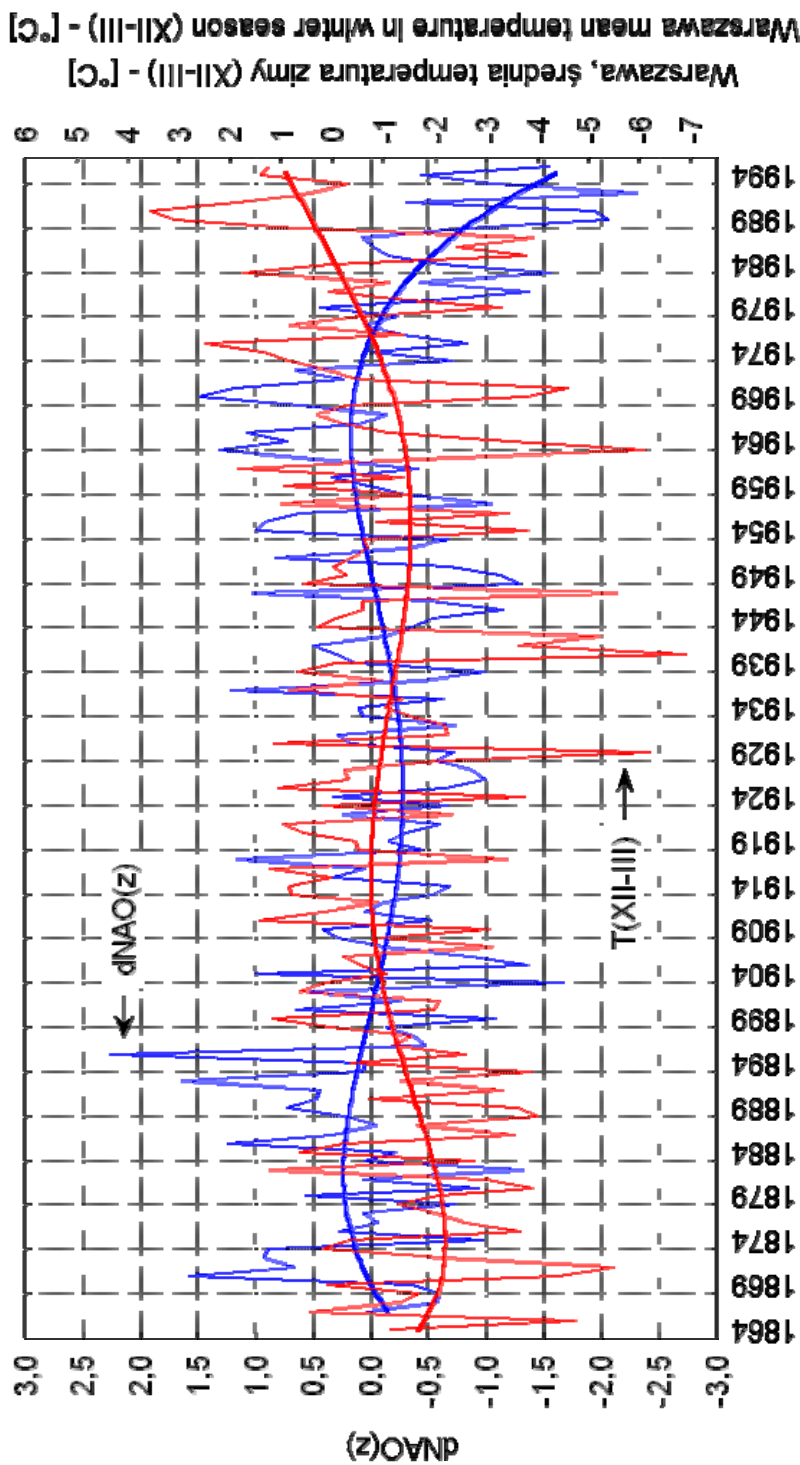
Ryc. 29. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) w Koszalinie (T(XII-III)) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 29. The course of mean air temperature in Koszalin in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 30. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) w Krakowie (T(XII-III)) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

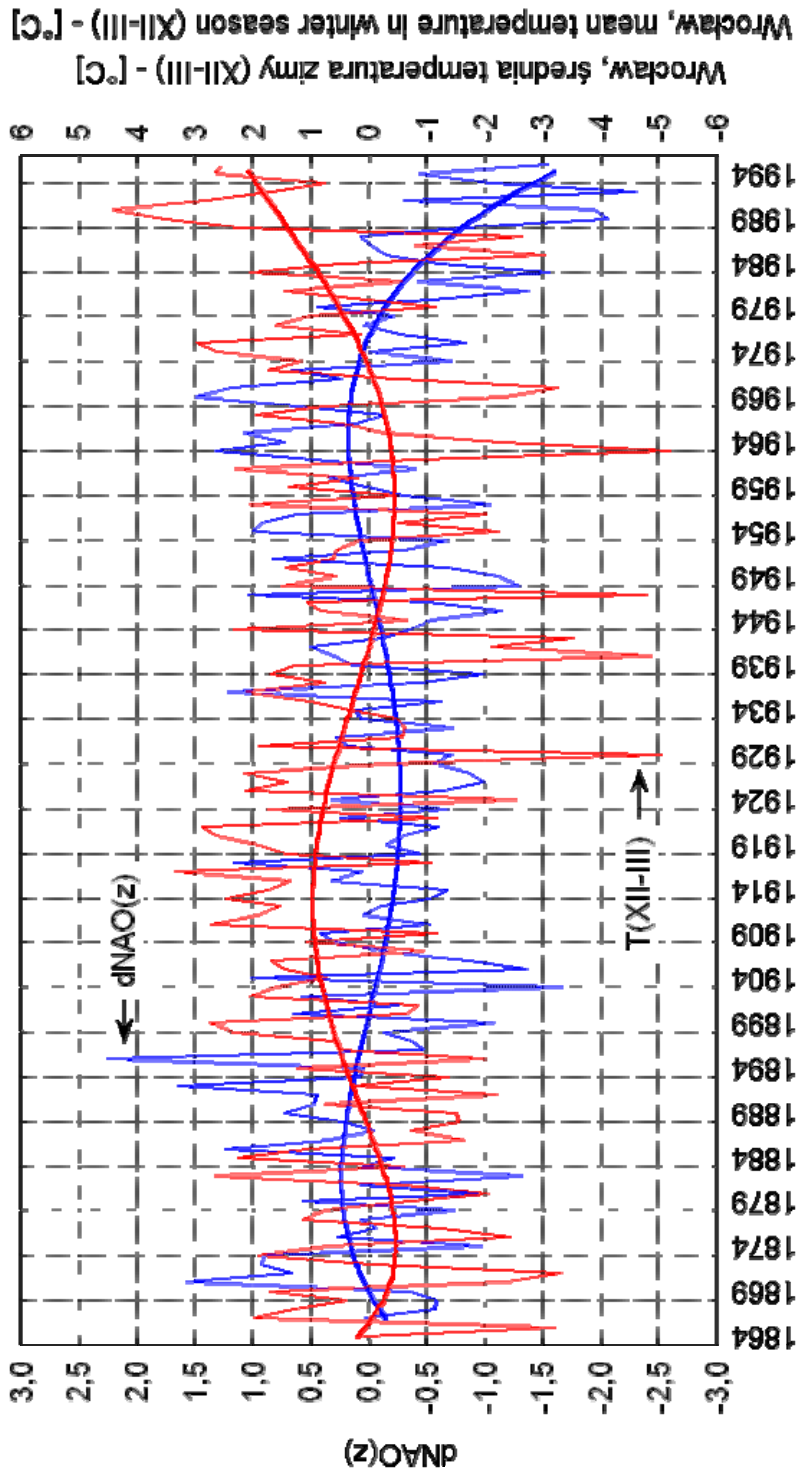
Fig. 30. The course of mean air temperature in Kraków in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)



Ryc. 31. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) w Warszawie (T(XII-III)) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 31. The course of mean air temperature in Warsaw in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)





Ryc. 32. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu zimowego (grudzień - marzec) we Wrocławiu (T(XII-III)) i wartości wskaźnika dNAO(z) wskazującego na położenie centrum Wyżu Azorskiego oraz ich przebiegi wyrównane wielomianem 5-stopnia (1864-1995)

Fig. 32. The course of mean air temperature in Wrocław in winter season (December - March) - (T(XII-III)) and the values of dNAO(z) Index indicating the position of the Azorian High centre and their course smoothed by the fifth order polynomial (1864-1995)





## The North Atlantic Oscillation and the Air Temperature over Poland

### Summary

This work deals with correlation between air temperature over Poland and Oscillation of the North Atlantic. The analysis was carried out in two periods, i.e. in the many-year period 1864-1995 the data were taken from 5 stations located in Poland (Gdańsk, Koszalin, Kraków, Warsaw and Wrocław, see Fig. 1) and over the period 1970/71-1998, the data were taken from 29 stations evenly located in the area of Poland. Main attention was put on correlation between air temperature and the NAO Rogers index (Ponta Delgada-SW Iceland) and the Hurrell NAO index (winter index; DJFM-SW Iceland).

The analysis carried out for the period when the NAO indexes were present (1864/1865-1995) indicated to the occurrence of strong correlation between the annual temperature and the temperature in winter months with the NAO indexes (see Tab. 1 and 2) and in case of the Rogers index weaker correlation with temperature in the remaining months. Visible increase in correlation between the air temperature in September with the Rogers index is noted. The increase in the NAO index in all months of a year is followed by the increase in air temperature over Poland (positive coefficients of correlation).

The spatial distribution of correlation coefficients indicates that the influence of circulation over the North Atlantic, illustrated by the Rogers NAO index, on the air temperature in Poland is the strongest in the north of Poland and the farther southward and eastward it becomes weaker. In the north the variability of the annual NAO index explains 22% of variance of annual temperature, in Warsaw and in Wrocław 17% and in Kraków only 9%. In the month that is marked by strongest correlation between the air temperature and the NAO index (March), 46%-44% variability of the air temperature in the north of Poland, 37% in Wrocław and Warsaw and 34% in Kraków can be explained by the variability of the NAO index.

The winter Hurrell NAO index much better explains the variability of the annual temperature at the said stations than the annual Rogers NAO index does. The spatial distribution of the influence of the Hurrell index over Poland in the period 1864-1995 is similar to that of the Rogers index.

In the course of the Hurrell NAO index four longer periods can be distinguished (circulation epochs; see Fig. 2). The analysis of correlation between the air temperature and the values of the Hurrell NAO index carried out separately for each of the said circulation epochs indicated (Tab. 3 and 4) that the intensity of correlation between the annual temperature and the temperature in the winter season (DJFM) varies in time and the spatial distributions of these temperatures also look differently (see Fig. 3-12). As the linear function (formula [1]) represents the correlation between the air temperature (T) and the Hurrell NAO index ( $T = f(\text{NAO}(H))$ ) in a very good way, the

analysis was carried out by estimating the value of coefficient 'b' of the linear function and the percentage of the air temperature changeability at a given station in Poland in a given epoch was defined by means of the NAO(H) variability (adjusted  $R^2$ ). Over the period 1864-1899 (E 0) the correlation between the air temperature and the NAO(H) index was relatively strong in the whole area of Poland. In the next epoch (1900-1929, E I) the intensity of correlation weakened, the correlation between the annual temperature and the NAO index became statistically not significant over the south of Poland (Kraków, Wrocław; Tab. 3). Over the period 1930-1970 (E II) the intensity of correlation between the air temperature in Poland and the NAO(H) increased, the changeability of the annual temperature is explained by the variability of the NAO(H) in ~40% in the N and W of Poland and up to 23% in the S. In the last circulation epoch (E III; 1971-1995) the intensity of correlation between the annual air temperature over the north of Poland and the NAO(H) index increased and the variability of the Hurrell NAO index explains 48% of the changeability of the air temperature. The intensity of correlation did not change in the west of the country (Wrocław) but in the south of Poland (Kraków) again became not significant.

Taking into account the weakening of the intensity of correlation over the period 1900-1929, systematic increase in the dependence of changeability of the air temperature upon the variability of the winter Hurrell NAO index is observed in the region of Poland close to the coast of the Baltic Sea and the changes in the extent of strong influence of the NAO southwards were noted over the whole analysed period (1864-1995). Generally speaking, in the periods (epochs) with the mean value of the Hurrell NAO index being positive (1900-1929, 1971-1995) the occurrence of higher annual temperatures and higher temperatures in winter season are observed, whereas in the periods when the mean value of the NAO index is negative (1864-1899, 1930-1970) respective decrease in the air temperature over Poland is noted (see Fig. 13-22).

The changeable intensity of correlation between the air temperature over Poland and the value of the Hurrell NAO index (shown by the distribution of coefficient 'b' in linear functions (regression coefficient)) in the following circulation epochs indicates that apart from the variability of the value of the NAO index an additional element of variability occurs. The analysis showed that the location of the Azorian High centre is one of the elements of that variability. The difference between the mean Rogers index (NAO(Rz) for the period December-March and the Hurrell NAO index (dNAO(z), [2] formula) informs about the position of the Azorian High centre; negative values of that index inform about the movement of the Azorian High centre eastward, positive values indicate to the westward movement of the High.

The mean values of the dNAO(z) index in the following epochs are as follows: E 0; +0.14, E I; -0.23, E II; +0.08, E III; -0.63. This means that in the following epochs not only the changes in the mean value of the index and in the sign of the NAO(H) index (whose amplitude gradually increased) took place but there was also slow eastward movement of the high pressure centre in the Azorian High. When the Azorian High centre moves eastwards, and when the barometric gradient between the Iberian Peninsula and Iceland remains the same, then the warmer air formed over the lower latitudes of the North Atlantic is transported over Poland. What is more, this warm air will move farther and farther east and north-east. Both the annual temperature and the temperature of the winter season over Poland indicate to strong correlation also with the dNAO(z)

index (Table 5), in the periods when the value of the index is negative, the increase in the air temperature over Poland is observed (see Fig. 23-32).

The analysis of correlation between the course of monthly temperature and the Hurrell NAO index shows (Tab. 6) that apart from synchronic correlation (with the temperature in the winter months), statistically significant asynchronies correlation with the temperature of the months following winter season appear. This correlation is different in each of the NAO circulation epochs. The correlation between the temperature in April and the Hurrell NAO index can be explained by the inertia present in the system. After mild winter connected with more intensive zonal flow (positive value of the Hurrell NAO index), because of lack of snow cover and the ground not being frozen, the early spring heat losses decrease (albedo, the heat released during a change of state of a substance...), and due to all these phenomena the air temperature reaches higher values earlier. Further modification in atmospheric circulation illustrated by spatial distribution of SST anomalies in the North Atlantic, attached to the character and intensity of the winter atmospheric circulation over this sea area, can explain the statistically significant correlation between the air temperature of other months with the winter NAO index.

The analysis of the correlation between the amplitude of annual air temperature and the Hurrell NAO index (Table 7) indicated that in the circulation epochs, in which the value of the index of the North Atlantic Oscillation reaches negative mean values, then the NAO variability controls the changeability in the annual amplitude of the air temperature over Poland more clearly than in epochs in which the index has positive values.

The influence of changes in the intensity of the western flow in winter, characterised by the Oscillation of the North Atlantic index, on the character of oceanicity or continentality of the climate is remarkable but explains only part of the observed variability – from 25% to about 20%. This is connected with the fact that the winter NAO has no or weak influence on the maximum monthly temperature and with the fact that the correlation of the direction of the air masses in winter, when the NAO(H) index has negative value (the meridional circulation prevailing) is not so clear. The winter NAO index illustrates the direction of the advection in case it has positive values (the air flow from the west, from the North Atlantic, prevails). In situation when the meridional circulation intensifies (the negative value of the NAO(H) index), the area of Poland may be affected both by the air flowing from the north-west to south-east sectors and from the south-west to south sectors. In the latter case, in spite of the negative values of the index, rather warm winters in the area of the south and central parts, and even north parts of Poland are observed, which causes that the correlations are not so obvious.

The correlations between the air temperature over Poland and the Hurrell NAO index in the last circulation epoch (1970/71; E III) were analysed in more detailed way. The last circulation epoch is characterised by high, not noted so far, values of the Hurrell NAO index, large positive trend of the index and strong correlation of the air temperature over Poland not only during winter months but also April, July and September. Comparing to the previous epoch, in that circulation epoch a movement of the strongest influence of the winter NAO index on the air temperature from February to January is observed. A similar earlier occurrence of the NAO index can be observed in the last circulation epoch in July (in the preceding, E II - in August) and in September (in the preceding, E II - in October). What is more, in that epoch (E III) the occurrence of negative,

statistically significant, correlation between the air temperature in November with the winter NAO index is noted in parts of the area of Poland (SE part), which has not been observed before.

When compared to the preceding circulation epoch (1930-1970; E II) not only the intensity of correlation has been changed but also its spatial distribution in Poland. These features of the correlation between the air temperature and the winter NAO index are illustrated on charts with distribution of values of coefficients 'b' in linear function relating the air temperature with the Hurrell NAO index and determination coefficients of these functions (adj.  $R^2$ ), (see Fig. 33-41 and Fig. 42-46).

Marked in the last circulation epoch (1970/71-1998) climatic prolongation of influence of the winter atmospheric circulation, occurring over the North Atlantic (illustrated by the Hurrell NAO index) causes that the correlation between the annual temperature and the Hurrell NAO index over Poland become exceptionally strong. The variability of the winter NAO index accounts for 53% to 45% variance of the annual temperature (see Table 12 and Fig. 47) in the region of lowlands in Poland, in the highlands, piedmonts and mountains about 45%-30%. The variability of the winter NAO index explains on the average in the area of Poland about 48% variance of the annual temperature. These values of the determination coefficient in functions relating annual temperature with NAO index, which in the last circulation epoch (1971-1998) are the lowest in the area of Poland, in the preceding epoch (1930-1970) were the maximum ones (see Fig. 48).

The positive trend of the air temperature present in the years 1971-1998 over the area of Poland is closely connected with the positive trend of the Hurrell NAO index (see Fig. 49). The estimate of the correlation between the mean annual temperature in Poland and the Hurrell NAO index shows strong statistical significance (formula [3]). The increase in temperature over Poland estimated on the basis of the value of trend in the period 1971-1998 is 0.52°C. The increase in temperature over Poland in the same period calculated by means of the function of the NAO trend and [3] function is 0.48°C. This means that about 90% of the increase in the air temperature observed in Poland is caused by the intensification in the winter zonal atmospheric circulation over the North Atlantic connected with the increase in the intensity and frequency of occurrence of positive phases in the North Atlantic Oscillation.

The analysis of reasons for such great increase in the air temperature in the last circulation epoch indicated that apart from the increase in the Hurrell NAO indexes, two additional elements play very important role, i.e. one is systematic movement of the Azorian High eastward (dNAO(z) index) which directs air masses from lower latitudes over Poland, and the other is systematic increase in SST in the region of the east and central part of the North Atlantic at latitudes 30°-40°N taking place from the years 1972-1974 (see Fig. 51). The correlation of the annual air temperature over Poland with the dNAO(z) index and with the annual values of SST anomalies in two appointed 2°x2° grids, each of which characterises the temperature over much larger sea areas (40°N, 20°W and 40°W, 40°N), (see [5] function) has strong statistical significance (see Fig. 52 and 53) and this correlation explains 56% of the temperature variance by means of variability of independent variables.

The above presented analysis shows that the long-term changeability of the intensity and character of the North Atlantic Oscillation is and was over the period of the last 135 years one of the basic reasons for the observed air temperature variance over the area of Poland. Such

conclusion is in conformity with the results of research carried out in other regions surrounding the North Atlantic.

Polish scientists, having analysed the changes in the air temperature over Poland in the last 30-year period (1971-2000) showed that the increase in the annual temperature occurs thanks to great increase in temperature during the winter season and with the lack of significant trend in the summer months. The changeability of the monthly temperatures over the period January-March explains 70%-85% of the annual temperature variance in Poland. The analysis of the seasonal heat transport from the ocean to the atmosphere (functions [6] and [7]) shows that when the increase in the winter NAO index and the increase in SST in the central and eastern parts of the North Atlantic at latitudes 30°- 40°N occur at the same time (and there is concurrent decrease in SST north of the North Atlantic Current) then in winter there must be a rapid flow of heat from the ocean to the atmosphere and warming of the air over the ocean; the atmospheric circulation directs the warmed air eastwards, also over Poland. In summer because of reduction of the differences in SST and in the air temperature and because of a considerable decrease in the wind speed, the amount of heat transport from the ocean to the atmosphere decreases to a great extent. So the trends to changes in temperature over Poland observed in winter and summer follow the pattern of the NAO occurrence and the pattern of heat transport from the ocean to the atmosphere. Thanks to this phenomenon the North Atlantic Oscillation in the last circulation epoch must be regarded as one of the mechanisms generating the warming of the Northern Hemisphere and the increase in the temperature over Poland in the period 1971-1998 cannot be treated as evidence for the occurrence of the greenhouse effect. The heat that causes the increase in the air temperature in winter originates from the waters of the North Atlantic and not from changes in long-wave radiation balance being an effect of the increase in CO<sub>2</sub> in the atmosphere.

*Translated by M. Łozińska*