

**DŁUGOTERMINOWA PROGNOZA WARUNKÓW TERMICZNYCH
OKRESU ZIMOWEGO W POLSCE***

*Andrzej A. Marsz
Wyższa Szkoła Morska w Gdyni
Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
Wydziału Nawigacyjnego*

Prognoza warunków termicznych nadchodzącej zimy może mieć istotne znaczenie dla przygotowania na okres zimowy szeregu działań gospodarki. Szczególne znaczenie prognoza taka ma dla szeroko rozumianego transportu i energetyki. Zagadnienie długoterminowej, czyli wydanej z odpowiednim wyprzedzeniem czasowym, prognozy warunków termicznych nadchodzącej zimy dla obszaru naszego kraju nie zostało do tej pory rozwiązane.

Podstawowym problemem w konstrukcji prognozy długoterminowej jest znalezienie odpowiedniego zestawu predyktorów, charakteryzujących się zrozumiałym działaniem fizycznym, determinujących przebieg temperatury powietrza i jednocześnie wykazujących odpowiednio silne zależności statystyczne.

Głównym czynnikiem powodującym występowanie zmienności temperatury okresu zimowego z roku na rok jest zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej w tym samym okresie. Zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Polski jest w bardzo dużym stopniu determinowana przez rozkład przestrzenny zasobów ciepła w powierzchniowych warstwach wód Atlantyku Północnego. Zasoby ciepła w oceanie, opisane przez rozkład anomalii temperatury powierzchni oceanu, determinują lokalizację i rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery. Strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, poprzez kształtowanie poziomych gradientów termicznych w środkowej troposferze, wywierają wpływ na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej zachodzącej na tym poziomie (stabilizacja lub destabilizacja fal długich i wzrost powtarzalności określonych lokalizacji górnych klinów bądź zatok). Charakter cyrkulacji w środkowej troposferze, poprzez ogólnie znane zależności z cyrkulacją dolną, powoduje występowanie zwiększonej częstości adwekcji mas powietrza z określonych kierunków (obszarów

* Charakterystyka wyznaczonych gridów kontrolnych oraz szczegółowe objaśnienie kwestii teoretycznych i metodycznych tego zagadnienia oraz literatura – patrz praca autora *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, WSM, Gdynia, 2001, ss. 107.

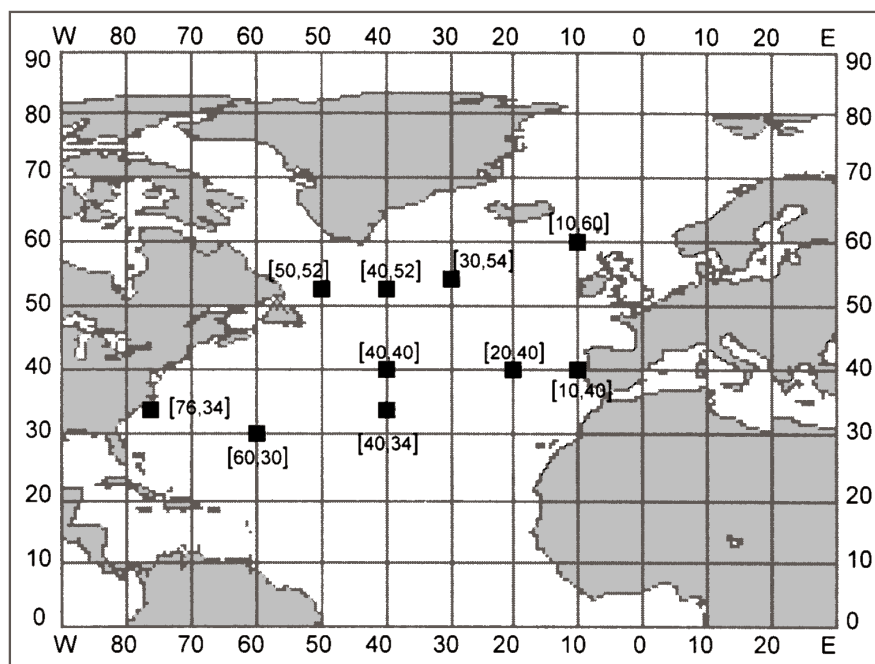
źródłowych), co przekłada się na znaczące statystycznie zmiany temperatury powietrza nad danym obszarem w danym okresie.

Badania Musaeliana wykazały, że przy występowaniu zlokalizowanych, długo działających diabatywnych strumieni ciepła z podłoża do atmosfery, wpływ warunków początkowych cyrkulacji po upływie około dwóch miesięcy staje się pomijalnie mały i cały, lub niemal cały, charakter dalszej cyrkulacji atmosferycznej jest determinowany przez rozkład przestrzenny zewnętrznych źródeł energii. Procesy zmian zasobów ciepła w oceanie charakteryzują się bardzo dużą inercją, pole temperatury powierzchni oceanu jest wolnozmiennie. Ewolucja pola TPO (temperatury powierzchni oceanu) zachodzi między okresami przelomowymi – od końca okresu wychładzania zimowego do końca okresu nagrzewania letniego i od końca nagrzewania letniego do końca ochładzania zimowego. Zmiany stanu termicznego oceanu powodowane przez działanie czynnika adwekcyjnego również są czytelne odpowiednio wcześniej. Wszystko to razem powoduje, że anomalie TPO na Atlantyku Północnym stanowią zespół wartościowych predyktorów dla konstrukcji długoterminowej prognozy temperatury powietrza okresu zimowego na obszarze Polski.

Do badań wykorzystano 28-letnie (styczeń 1970 – lipiec 1997) ciągi jednorodnych i wiarygodnych danych, charakteryzujących średnie miesięczne wartości TPO na Atlantyku Północnym, integrowane w gridach $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ i takie same ciągi anomalii TPO. Pole TPO poddano trójetażowej obróbce statystycznej, w rezultacie której wyłoniono 10 obszarów (dalej nazywanych „gridami kontrolnymi”), charakteryzujących w syntetyczny sposób zmienność pola zasobów ciepła na Północnym Atlantyku (każdy z gridów kontrolnych charakteryzuje zachowanie się warunków termicznych znacznie większego akwenu, względnie jednorodnego pod względem cech dynamiki wód)*. Lokalizację gridów kontrolnych przedstawia rys. 1. Po stronie lądu wykorzystano szeregi średniej miesięcznej temperatury powietrza na 29 stacjach polskich z okresu 1970-1998 (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 i Zgorzelec). Przeprowadzona analiza wielowymiarowa (anomalie TPO z roku r i temperatura powietrza na stacjach z tego samego roku oraz anomalie z roku r i temperatura z roku $r + 1$) pozwoliła na wyekstrahowanie tych gridów kontrolnych, w których miesięczne anomalie TPO mogły stać się potencjalnymi predyktorami. Badania charakteru zależności między anomalią TPO w gridach kontrolnych a temperaturą powietrza wskazały, że właściwym modelem prognostycznym może być regresja wielokrotna. Wobec niewielkiej liczności szeregów, w celu uzyskania stabilnych równań regresji, ograniczono się do równań z trzema

* Charakterystyka wyznaczonych gridów kontrolnych, również bardziej szczegółowe objaśnienie kwestii teoretycznych i metodycznych tego zagadnienia oraz literatura – patrz praca autora *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, WSM, Gdynia, 2001, ss. 107.

zmiennymi niezależnymi (9 przypadków na 1 zmienną), w wyjątkowych wypadkach z czterema zmiennymi niezależnymi (7,25 przypadków na 1 zmienną).



Rys. 1. Rozmieszczenie gridów kontrolnych na powierzchni Atlantyku Północnego. Liczby w nawiasach kwadratowych określają współrzędne centralnego punktu każdego z nich; pierwsze dwie wartości opisują długość (W), dwie następne szerokość geograficzną (N) w stopniach

Fig. 1. The distribution of control grids at the surface of North Atlantic. Numbers in square brackets define coordinates of the central point of each grid; the first two values describe the longitude (W), while the next two the latitude (N) given in degrees

W wyniku prowadzonych dalszych analiz utworzono równania dla prognozowania średniej miesięcznej temperatury powietrza na stacjach w Polsce w listopadzie, grudniu, styczniu, lutym i marcu oraz dla prognozy średniej temperatury powietrza w dłuższych okresach: całej zimy (grudzień-marzec), okresie styczeń-marzec, pierwszej połowie (grudzień-styczeń) i drugiej połowie zimy (luty-marzec). W każdym z równań występują trzy zmienne niezależne z określonych akwenów i określonych momentów (wartości anomalii TPO) lub też zmienne kompleksowe, charakteryzujące poziome gradienty termiczne między określonymi akwenami, mającymi wpływ na późniejsze modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, albo różnice między wartościami anomalii z różnych momentów w tym samym gridzie. Te ostatnie wartości informują, czy zasoby ciepła na danym akwenie rosną czy maleją. W odniesieniu do danego miesiąca czy okresu zestaw predyktorów jest jednakowy dla całej Polski. Uzyskane równania prognostyczne sprawdzono pod

względem ich stabilności, estymując współczynniki kierunkowe z szeregu 20-letniego (1970-1989) i porównując ich wartości oraz charakterystyki statystyczne z wartościami estymowanymi z szeregu 28-letniego (1971-1998). Estymację wszystkich parametrów równań i poziom istotności statystycznej równań testowano (najczęściej testy t i F).

Uzyskane wyniki należy uznać za zadowalające. W przypadku większości miesięcy trzy wyekstrahowane zmienne niezależne objaśniają od 67 do 40% zmienności obserwowanej temperatury powietrza na obszarze Polski. Wszystkie współczynniki regresji cząstkowej są istotne na poziomie $p < 0,05$, istotność równań, poza nielicznymi stacjami w niektórych miesiącach, jest na poziomie $p < 0,001$. Wyprzedzenie prognozy okresu zimowego jest duże – już w połowie października można dać wiarygodną prognozę temperatury średniej miesięcznej kolejnych miesięcy zimowych, przy czym prognozę temperatury stycznia i marca można uściślić dodatkowo w listopadzie. Przeciętny błąd standardowy estymacji (BSE) temperatury średniej miesięcznej na polskich stacjach wynosi, zależnie od miesiąca i stacji, od $\pm 1,5$ do $\pm 2,2^\circ\text{C}$. Najwcześniej, bo już w czerwcu, z dużą wiarygodnością można dać prognozę temperatury powietrza całego okresu zimowego (grudzień-marzec), prognozę temperatury drugiej połowy zimy (luty-marzec) oraz prognozę temperatury lutego.

Jako przykład równania prognostycznego, pozwalającego prognozować średnią temperaturę powietrza okresu styczeń-marzec następnego roku, można podać równanie „średnie dla Polski” (obszarowe). Zmiennymi zależnymi są tu uśrednione wartości temperatury powietrza na wymienionych wcześniej 29 stacjach. Równanie prognostyczne ma postać:

$$TPol(01-03 \ r+1) = 0,34(\pm 0,44) + 2,24(\pm 0,45) \times PL3-5 + 2,36(\pm 0,60) \times AN06[10,40] - 2,82(\pm 0,91) \times AN01[60,30], \quad (1)$$

gdzie: $PL3-5 = AN03[50,52] - AN05[50,52]$ (deg), – różnica surowych (nienormalizowanych) anomalii TPO z marca i maja roku r w gridzie kontrolnym, którego punkt centralny ma współrzędne 50°W , 52°N (rejon oddziaływania Prądu Labradorskiego),

$AN06[10,40]$ – surowa (nienormalizowana) wartość średniej miesięcznej anomalii TPO z czerwca roku r w gridzie kontrolnym $2^\circ \times 2^\circ$, którego punkt centralny ma współrzędne 10°W , 40°N (Prąd Luzytański, przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego),

$AN01[60,30]$ – surowa (nienormalizowana) wartość średniej miesięcznej anomalii ze stycznia roku r w gridzie kontrolnym $2^\circ \times 2^\circ$, którego punkt centralny ma współrzędne 60°W , 30°N (centralna część Morza Sargassowego, na SE od Bermudów).

Charakterystyka statystyczna tego równania jest następująca: współczynnik regresji wielokrotnej $R = 0,7960$, skorygowany na liczbę stopni swobody R^2 (adj. R^2) = $0,5877$, $F(3,24) = 13,8$; $p < 0,000\ 02$, BSE = $\pm 2,33^\circ\text{C}$. Ostatnia chronologicznie zmienna niezależ-

na pochodzi z czerwca, co pozwala wydać prognozę na zimę następnego roku w połowie lipca, czyli z około 6-miesięcznym wyprzedzeniem. Mniejszym błędem estymacji temperatury obarczone są równania prognostyczne odnoszące się nie do obszaru, lecz do konkretnej stacji, gdzie nie zachodzą problemy z poziomem istotności estymacji wyrazu wolnego, tak jak w przedstawionym równaniu dla „Polski”.

Przykładowe równanie prognostyczne, pozwalające oszacować średnią temperaturę zimy w Warszawie (okresu od grudnia do marca włącznie), ma postać:

$$T_{War}(12-03) = -0,61(\pm 0,23) + 1,29(\pm 0,22) \times PL3-5 - 1,69(\pm 0,32) \times MSI-5 + 1,22(\pm 0,41) \times AN03[10,40], \quad (2)$$

gdzie: $T_{War}(12-03)$ – średnia temperatura zimy następnego roku (grudzień-marzec) w Warszawie [°C],

$PL3-5$ – jak w równaniu (1),

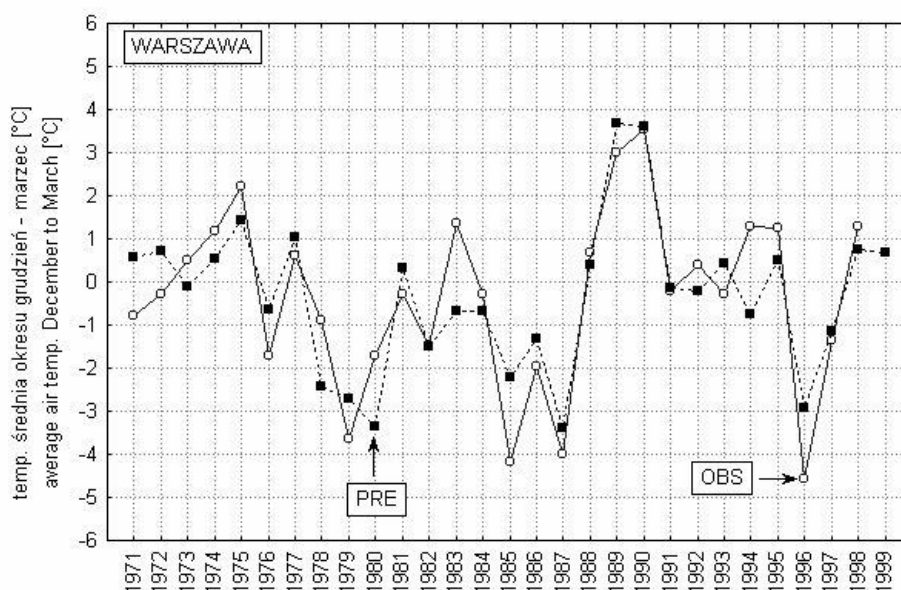
$MSI-5 = AN01[60,30] - AN05[60,30]$; różnica anomalii TPO styczniowych i majowych w gridzie $2^\circ \times 2^\circ$, którego punkt centralny ma współrzędne $60^\circ W$, $30^\circ N$ (centralna część Morza Sargassowego, rejon na SE od Bermudów),

$AN03[10,40]$ – marcowa anomalia TPO w gridzie kontrolnym, którego punkt centralny ma współrzędne $10^\circ W$, $40^\circ N$ (Prąd Luzytański).

Zmienność trzech zmiennych niezależnych w tym równaniu objaśnia około 70% zmienności średniej temperatury zimy następnego roku w Warszawie ($R = 0,86$, $F(3,24) = 22,4$; $p < 0,000\ 000$, $BSE = \pm 1,12^\circ C$). Przebieg obserwowanych i oszacowanych za pomocą równania (2) wartości temperatury zimy następnego roku z wartości anomalii TPO, z których najpóźniejsza pochodzi z czerwca (wyprzedzenie 6-8 miesięczne), przedstawia rys. 2.

Omawiana metoda daje dobre wyniki na obszarze „niegórskiej” części Polski; na obszarach wyniesionych powyżej 600 m n.p.m. nie sprawdza się, gdyż czynnik hipsometryczny zakłóca tam, działanie czynnika cyrkulacyjnego w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza. Również estymacja średniej temperatury marca następnego roku na stacjach leżących w zasięgu bezpośredniego oddziaływania termicznego wód Bałtyku (Świnouście, Kołobrzeg, ..., Koszalin, Ustka, Łeba, ..., Gdynia) obarczona jest większym błędem niż na stacjach leżących w większym oddaleniu od linii brzegowej.

Uzyskane rezultaty wskazują, że jest możliwe znalezienie metody długoterminowej prognozy warunków termicznych okresu zimowego, a podejście opierające się na zastosowaniu do tego celu anomalii temperatury Atlantyku Północnego jest obiecujące i warte dalszych studiów. To ostatnie jest o tyle istotne, że wraz z upływem czasu rosną szeregi pewnych i jednorodnych z klimatologicznego punktu widzenia danych obserwacyjnych o temperaturze powierzchni oceanu, co powinno pozwolić na uściślenie równań poprzez wprowadzenie kolejnych zmiennych niezależnych.



Rys. 2. Przebieg wartości obserwowanych (OBS) i prognozowanych za pomocą równania (2) (PRE) temperatury zimy następnego roku w Warszawie (średnia okresu grudzień - marzec) w latach 1971-1998

Fig. 2. The course of observed (OBS) values and predicted (PRE) by the equation (2) values of winter temperature of the following year in Warsaw (mean value from the period December-March in years 1971-1998)

Andrzej A. Marsz
 Wyższa Szkoła Morska w Gdyni
 Wydział Nawigacyjny
 Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej

LONGTERM PROGNOSIS OF AIR TEMPERATURE IN THE WINTER SEASON IN POLAND

SUMMARY

The paper signals, that the longterm prognosis of the air temperatures in the winter period in the area of Poland is elaborated. The prognosis has climatic (statistic) character. Predictors, which are the base of elaboration of the prognosis, are mean values of anomalies SST (Sea Surface Temperature) from a chosen areas of North Atlantic (the distribution of grids used for constructing the prognosis – see fig. 1). The prognostic model are multiple regression equations (see the example equations [1] and [2]) with three independent variables, in some cases – with four variables.

Thanks to this method it is possible to forecast a monthly temperature, and a mean temperature of periods: December-March, January-March, December-January, and February-March. Both, forecasting of mean for the area, as well as for a specific station are possible. Standard error of a prognosis of a monthly temperature figures, depending on a month and station, from ± 1.5 to $\pm 2.2^\circ\text{C}$. The standard error for longer periods is smaller (from ± 1.1 to $\pm 1.7^\circ\text{C}$) – for instance the standard error of mean winter temperature (December to March). The advance of the prognosis is from 6 to 2.5 months. As early as in the middle of June forecasting of mean temperature of a coming winter (December to March) is possible.