

**Stan termiczny Północnego Atlantyku
a reżim termiczny zim
na polskim wybrzeżu Bałtyku
(problem długoterminowej prognozy termiki zim)**

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

Andrzej A. Marsz

**Stan termiczny Północnego Atlantyku
a reżim termiczny zim
na polskim wybrzeżu Bałtyku**
(problem długoterminowej prognozy termiki zim)

Gdynia 2001

Redakcja: Anna Styszyńska

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

ISBN 83-87875-87-2

Wszelkie prawa autorskie zastrzeżone

Wydawnictwo Uczelniane Wyższej Szkoły Morskiej
81-225 Gdynia, ul. Morska 81-87
Zlec. 315/2001. Nakład 120 egz.
Wydanie I. Oddano do druku: grudzień 2001

SPIS TREŚCI

	Strona
1. Sformułowanie zagadnienia	7
2. Materiały wyjściowe i ich charakterystyka	11
3. Związki warunków termicznych okresu zimowego na polskim wybrzeżu z cyrkulacją atmosferyczną nad Północnym Atlantykiem	15
4. Anomalie temperatury powierzchni wody na Północnym Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika NAO Hurrella (1995)	25
4.1. Analiza danych pola temperatury powierzchni oceanu	25
4.2. Gridy kontrolne	29
4.3. Anomalie TPO w gridach kontrolnych a wartości wskaźników NAO Hurrella	32
4.3.1. Związki między znakiem i wartością wskaźnika NAO Hurrella w danym roku (r) a anomaliami TPO, które wystąpią w roku następnym (r+1)	38
4.3.2. Związki między znakiem i wartością wskaźnika NAO Hurrella a anomaliami TPO w tym samym roku (r)	39
4.3.3. Związki między anomaliami TPO występującymi w danym roku (r) a wartością wskaźnika NAO Hurrella w roku następnym (r+1)	44
4.4. Zimowy wskaźnik NAO a rozkład przestrzenny wartości i znaków anomalii temperatury powierzchni oceanu na Północnym Atlantyku w roku poprzedzającym	47
5. Długoterminowa prognoza warunków termicznych okresu zimowego na polskim wybrzeżu Bałtyku	59
5.1. Wyniki - równania wiążące anomalie TPO na Północnym Atlantyku z temperaturą miesięczną zimy w następnym roku i ich charakterystyka	63
5.1.1. Grudzień	64
5.1.2. Styczeń następnego roku	67
5.1.3. Luty następnego roku	78
5.1.4. Marzec następnego roku	82
5.2. Uwagi techniczne	86
6. Anomalie temperatury powierzchni oceanu a ogólny charakter termiczny okresów zimowych na polskim wybrzeżu oraz nad Bałtykiem Południowym i Południowo-wschodnim	89
Literatura	101
Aneks	107

1. Sformułowanie zagadnienia

Prognoza warunków termicznych nadchodzącej zimy może mieć istotne znaczenie dla przygotowania na sezon zimowy szeregu działów gospodarki. Prognoza taka wydaje się szczególnie ważna dla szeroko rozumianego transportu, który silnie jest uzależniony tak bezpośrednio, jak i pośrednio od warunków termicznych zimy. Porty, stanowiące węzły, w których wiąże się transport wodny (morski, śródlądowy) z transportem kołowym (samochodowy, kolejowy) silnie reagują na temperaturę powietrza w okresie zimowym, szczególnie na występowanie ekstremalnie niskich jej wartości. Oprócz oczywistych dla żeglugi i transportu kołowego negatywnych skutków wystąpienia niskich temperatur powietrza (złodzenie akwenów, oblodzenie statków i nabrzeży, występowanie długo zalegającej pokrywy śnieżnej, ...) dodatkowo wystąpić tu mogą problemy związane z przeładunkami niektórych grup towarów (zamarzanie ładunków masowych, utrudnienia w pracy urzędzeń).

Również szereg gałęzi przemysłu, zwłaszcza takich, w których część produkcji odbywa się "pod gołym niebem" (np. przemysł stoczniowy, budownictwo), może być zainteresowana trafnym prognozowaniem charakteru zimy. Znajomość nadchodzących warunków termicznych może mieć znaczenie dla tworzenia zapasów zimowych (np. paliw, pasz, kruszyw), przewidywania ruchu cen paliw, kosztów utrzymania w sprawności technicznej szlaków komunikacyjnych, etc. Wreszcie prognoza taka zaspakaja zwykłą ciekawość ludzką, co również nie jest bez znaczenia. Zupełnie odrębną sprawą jest umiejętność i chęć wykorzystania takiej prognozy w praktyce gospodarczej.

Problem możliwości konstrukcji prognoz długoterminowych, jak rzadko który, różnicuje poglądy badaczy. Szereg autorytetów naukowych wypowiada kategorycznie sądy, że opracowanie prognozy długoterminowej jest niemożliwe. Inni, przeciwnie, uważają za możliwe opracowanie długoterminowej prognozy.

Namias (1983), klasyfikując długoterminowe prognozy pogody (do których zalicza prognozy o wyprzedzeniu ponad 7 dób), wyróżnia trzy metody ich sporządzania. Jako pierwszą wylicza metodę dynamiczną. Wykazuje ona ograniczenie czasowe do 10 dni w przyszłość. Przy opracowywaniu prognoz na 30 dni w przyszłość wykorzystuje się przy prognozowaniu metodą dynamiczną również elementy synoptyki i metody statystyczne. Próby zastosowania tej metody na okresy wyprzedzenia przekraczające 30 dni zawodzą. Drugą metodą opracowania prognoz długoterminowych jest metoda analogii (analogów). Jej skuteczność jest silnie zróżnicowana, zależy od doboru właściwego analogu, o ile taki rzeczywiście jest możliwy do odnalezienia. Stąd też prognozy oparte o analogi, często zdawałyby się nawet bardzo bliskie, sprawiają duże niespodzianki. Metoda analogów nie ma uzasadnienia teoretycznego, jej stosowanie stanowi projekcję doświadczeń życiowych człowieka na naturę, czyli jej stosowanie w większym stopniu oparte jest na przesłankach psychologicznych, niż metodologicznych.

Trzecią metodę prognozowania długoterminowego określa Namias mianem prognozy statystycznej. Praktycznie jest to metoda klimatyczna. W omówieniu jej efektów Namias zwraca uwagę na fakt, że eksperymenty z opracowaniami prognoz sezonowych na terytorium USA wykazały ich dostateczną

wiarygodność przy prognozowaniu wystąpienia anomalii temperatury powietrza. Tym nie mniej w metodzie prognozy statystycznej pozostaje nierozwiązany ostatecznie problem, czy związki statystyczne, określone na podstawie wybiórczo traktowanych danych, będą rzeczywiście związkami stabilnymi.

W klimatologii i oceanografii powszechnie stosuje się pojęcie anomalii, rozumianych jako odchylenie się wartości danego elementu od jego wartości średnich, przyjmowanych dla arbitralnie określonego dłuższego okresu czasu (zazwyczaj trzydziesto- lub pięćdziesięciolecia) nie przydając temu pojęciu dodatkowych znaczeń. Zaistnienie anomalii temperatury powietrza w danym miesiącu czy sezonie oznacza odchylenie się temperatury powietrza od ich wartości przeciętnych (średnich). Ogólnie, przyczyną występowania odchyień średnich miesięcznych lub średnich sezonowych elementów klimatycznych od ich wieloletniej normy są zmiany cyrkulacji atmosferycznej w stosunku do stanu przeciętnego występującego nad danym obszarem w danym miesiącu czy też sezonie. Pogląd taki jest obecnie przyjmowany niemal powszechnie. Spośród licznych kierunków opracowania prognoz długoterminowych, najbardziej perspektywiczne wydają się te, u których podstaw leży prognoza zmian czy też modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej w danym sezonie nad danym obszarem (Girs 1974, 1981, 1984; Marčuk 1976, Namias 1983). Opierając się na przesłankach empirycznych, podobną myśl dla dłuższych odcinków czasu sformułowali i polscy badacze - Kożuchowski i Marciniak (1988) i Kożuchowski (1989).

Namias (1983) zwraca również uwagę na nowe (w roku 1980) możliwości, jakie otwierają się przed prognozowaniem długoterminowym, które stwarza uwzględnienie efektów wielkoskalowego współoddziaływania oceanu i atmosfery. Obecnie ten właśnie kierunek, uwzględniający współoddziaływanie oceanu i atmosfery stał się najbardziej perspektywiczną drogą konstrukcji prognoz długoterminowych i jest z powodzeniem uprawiany w szeregu ośrodkach badawczych (np. w Institute of Global Environment and Society; Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA; Calverton, Maryland, USA: <http://grads.iges.org/colablurb.html>)). Największe sukcesy osiągnięto w tej dziedzinie w strefie tropikalnej, gdzie dzięki pracom Bjerknesa (1966, 1972), Barnetta (1977, 1984), Barnetta i in. (1993, 1994), Berlage (1966), Namiasa (1976), Namiasa i caryana (1984) i szeregu innych badaczy stało się możliwe wiarygodne prognozowanie wielu elementów pogodowych z wyprzedzeniem półrocznym i ponad rocznym. Szereg istotnych rezultatów uzyskano w tej dziedzinie również w strefie umiarkowanej półkuli północnej, zarówno w sektorze pacyficznym (Północny Pacyfik - Ameryka Północna: Kort 1970, Namias 1978) jak i atlantyckim (Północny Atlantyk - Europa: Bjerknes 1964, 1965, Dickson i Namias 1976, Dickson i in. 1975, Ugryumov 1981, Zilitinkiewicz i in. 1978 i szereg prac innych autorów). W naszym kraju zagadnienia klimatycznego współdziałania oceanu z atmosferą nie cieszą się zbyt dużym zainteresowaniem, podobnie jak i zagadnienia wykorzystania dotychczasowych osiągnięć w tym względzie dla prognozowania długoterminowego. Wymienić tu można jedynie prace Sadowskiego (1983, 1990).

Zagadnienie konstrukcji prognozy długoterminowej temperatury powietrza, to jest wydanej z wyprzedzeniem kilkumiesięcznym, nie zostało do tej pory dla obszaru Polski pomyślnie rozwiązane. Celem przedstawionej pracy jest skrótowne zarysowanie możliwości ogólnych zasad konstrukcji prognozy długoterminowej warunków termicznych sezonu zimowego dla obszaru polskiego wybrzeża¹. Prezentowana praca skupia się na zarysowaniu podstaw teoretycznych i zaprezentowaniu głównych

¹ Autor oczywiście zna prace, przedstawiające opinie, a nawet eleganckie dowody, że jest to niemożliwe, lecz nie będzie prowadził w tym miejscu polemiki z tezami ich autorów.

wyników metody, wraz z podaniem równań, pozwalających, być może, na wykorzystanie tej metody w praktyce prognostycznej.

Przedstawiona metoda jest statystyczną metodą klimatyczną, pozwalającą na oszacowanie wartości temperatur średnich miesięcznych miesięcy zimowych. Za miesiące zimowe uważać się będzie dalej te, w których występuje, lub może wystąpić, ujemna temperatura średnia miesięczna na polskim wybrzeżu. Obejmuje ona więc grudzień, styczeń, luty i marzec.

2. Materiały wyjściowe i ich charakterystyka

Jako stacje reprezentatywne dla polskiego wybrzeża Bałtyku wybrano Elbląg, Gdynię, Ustkę, Koszalin, Świnoujście i Szczecin. Dodatkowo wykorzystano również dane spoza polskiego wybrzeża, tworzone przez połączony ciąg Dueodde i Ronne na Bornholmie, który dalej krótko nazywać się będzie Bornholmem. Dane charakteryzujące warunki termiczne okresu zimowego stanowią ciągi temperatury miesięcznej grudnia, stycznia, lutego i marca. Do miesięcy zimowych nie zaliczono listopada, w którym sporadycznie mogą występować na wybrzeżu średnie miesięczne ujemne temperatury powietrza. Analiza danych zawierających zhomogenizowane przez Miętusa (1996, 1998) ciągi średniej miesięcznej temperatury powietrza na stacjach w Gdańsku-Wrzeszczu i Koszalinie, wykazała, że takie przypadki wystąpiły jedynie pięciokrotnie w okresie ostatnich stu pięćdziesięciu lat (od roku 1851) w Gdańsku-Wrzeszczu i ośmiokrotnie w nieco bardziej oddalonym od linii brzegowej Koszalinie.

Elbląg, położony w pewnym oddaleniu od brzegu Zatoki Gdańskiej, zdaje się lepiej charakteryzować warunki panujące na obszarze Zalewu Wiślanego, niż Krynica Morska, co może mieć znaczenie dla opracowywania prognoz lodowych na tym często zamarzającym akwenie. Informacja o zimowych temperaturach w Elblągu zdaje się mieć również znaczenie dla określenia temperatur panujących na Żuławach, co z kolei wydaje się istotne dla wyrobienia sobie poglądu na ewentualny przebieg zlodzenia ujściowych odcinków Wisły. To ostatnie może być istotne dla oceny stopnia zagrożenia powodziowego na obszarze Żuław.

Gdynię przyjęto jako stację charakteryzującą warunki termiczne panujące w zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Punkt pomiarów temperatury powietrza w Gdyni znajduje się (w latach 1970-1998) pod bezpośrednim oddziaływaniem morza, odmiennie niż wysoko wyniesiona stacja w Gdańsku-Rębiechowie, która charakteryzuje warunki panujące na wysoczyźnie, nie zaś w strefie przybrzeżnej. Ta ostatnia stacja nie ma nadto pełnego ciągu dla okresu badań (patrz dalej).

Zimowe warunki termiczne na środkowym wybrzeżu są mało zróżnicowane. Dla charakterystyki warunków panujących na środkowym wybrzeżu przyjęto stację w Ustce, która ze względu na około 200 metrową odległość od linii brzegowej również znajduje się w bezpośrednim zasięgu oddziaływania morza. Stacja ta może być uznana za reprezentatywną dla wybrzeża od Rozewia po Kołobrzeg. Położony dalej na zachód Koszalin, leżący w oddaleniu kilkunastu kilometrów od brzegu, charakteryzuje warunki panujące w strefie przybrzeżnej lądu na środkowym wybrzeżu. Dane z Bornholmu, acz nie charakteryzują bezpośrednio warunków termicznych polskiego wybrzeża, mogą być uznane za charakteryzujące warunki termiczne panujące na wodach Bałtyku przylegających do środkowego wybrzeża, tam gdzie ewentualny wpływ oddziaływania masywnego zaplecza lądowego jest już ograniczony.

Świnoujście i Szczecin charakteryzują warunki panujące na wybrzeżu zachodnim, zarówno bezpośrednio przybrzeżnej, jak i obszaru położonego w pewnym oddaleniu od Zatoki Pomorskiej. Pozwoli to na wyrobienie sobie poglądu na możliwość wystąpienia zjawisk lodowych na Zalewie Szczecińskim i w ujściowym odcinku Odry, co wydaje się mieć znaczenie dla oceny możliwości pracy tego zespołu portowego i warunków zimowej żeglugi na torze wodnym Świnoujście - Szczecin.

Przyjęte do analizy stacje wykazują silne skorelowanie temperatur miesięcy zimowych. Wartości wskaźników korelacji liniowych między nimi wahają się od 1.0 (styczeń: Szczecin - Świnoujście i Ustka - Koszalin) do 0.92 (Świnoujście - Elbląg, w marcu), dominują we wszystkich miesiącach zimowych współczynniki korelacji zawarte w granicach 0.99 - 0.97. Równie wysokie współczynniki korelacji występują między omawianymi stacjami, a stacjami leżącymi na wybrzeżu lub w strefie przybrzeżnej, które nie zostały uwzględnione w analizie (Kołobrzeg, Łeba, Rozewie, Hel...). Pozwala to, gdyby zachodziła taka potrzeba, na wiarygodne oszacowanie temperatur tych stacji, z estymowanych temperatur średnich miesięcznych dla stacji uwzględnionych w opracowaniu.

Jako okres przyjęty do analizy wybrano lata 1970-1998. Za wyborem takiego właśnie okresu przemawia kilka względów. W przybliżeniu od roku 1970/1971 rozpoczęła się kolejna epoka cyrkulacyjna nad obszarem Północnego Atlantyku i NW częścią Europy, dla której swoiście i odmiennie od poprzednich epok cyrkulacyjnych kształtują się związki temperatury powietrza ze wskaźnikami charakteryzującymi formy czy też typy cyrkulacji atmosferycznej (Degirmendzić, Kożuchowski i Wibig (2000), Marsz (1999), Marsz i Styszyńska (2001)). Uwzględnienie danych pochodzących z obecnie trwającej epoki cyrkulacyjnej czyni, że uzyskane wyniki posiadają walor aktualności i nie będą stanowiły jedynie dokumentacji historii ewolucji klimatu. Inny, istotny czynnik wpływający na wybór do analizy okresu lat 1970-1998, to dostępność absolutnie pewnych i jednorodnych danych o temperaturze powierzchni oceanu, które wykorzystano w tej pracy. Ten ostatni aspekt wymaga szerszego wyjaśnienia.

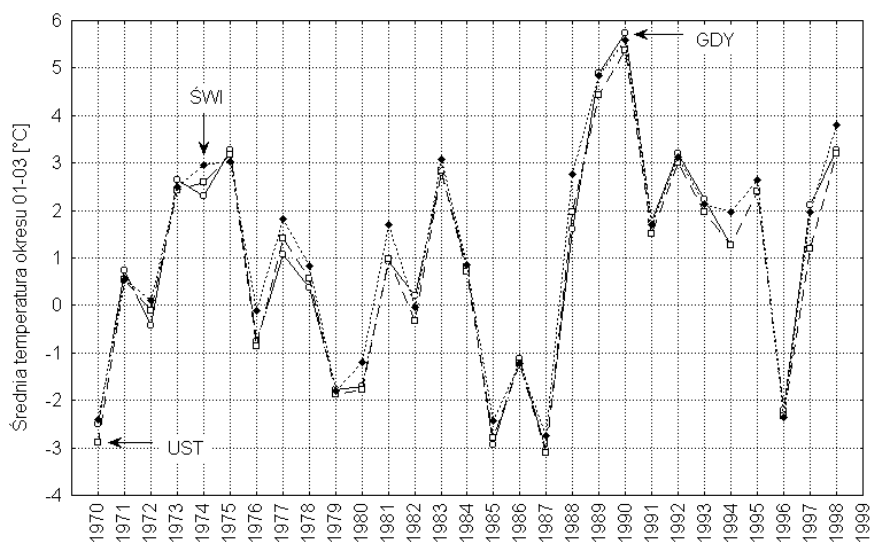
Dane pomiarów temperatury powierzchni oceanu *in situ* ze zbioru COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Slutz i in. 1985, Woodruff i in. 1987), choć stanowią najdłuższe ciągi (od roku 1860 dane fragmentaryczne, od roku 1910 dane z przerwami), obarczone są nieznanymi błędami. Nie są to również dane jednorodne w sensie klimatycznym, nadto występują w nich długie przerwy. Szczególnie wiele braków występuje w okresach zimowych w wyższych i umiarkowanych szerokościach, gdy ze względu na panujące ciężkie warunki pogodowe na Północnym Atlantyku statki wybierały szlaki prowadzące przez niższe szerokości geograficzne. Zbiór Reynoldsa (Smith, Reynolds i inni 1996) zawierający ciąg z lat 1950-1992 (43 lata) stanowi średniorozdzielcze (gridy $2 \times 2^\circ$) przetworzenie i ujednoczenie danych ze zbioru COADS za pomocą EOF (empirycznych funkcji ortogonalnych). Porównując dane z tego zbioru z danymi z pomiarów *in situ* innego zbioru Reynoldsa (1970-1981) zauważa się, że w niektórych gridach rysują się w tych samych miesiącach różnice średniej miesięcznej temperatury powierzchni oceanu dochodzące do 2.1 deg , co stawia problem jakości wyników analiz uzyskanych przy wykorzystaniu tego zbioru.

Z tego względu do pracy wykorzystano dwa zbiory danych, których jednorodność i wiarygodność nie budzi wątpliwości. Pierwszy to zbiór wartości średnich miesięcznych temperatury powierzchni oceanu z okresu 01.1970 - 12.1981. Ważone średnie miesięczne podawane są dla gridów $2 \times 2^\circ$, których punkty centralne leżą na przecięciu parzystych południków i równoleżników a zbiór zawiera dane obejmujące obszary Oceanu Światowego od 61°N do 41°S . Dane te stanowią wyniki pomiarów temperatury powierzchni oceanu (dalej TPO) *in situ*, prowadzonych ze statków oraz autonomicznych boi badawczych. Dane pomiarów okrętowych kalibrowane są tu i korygowane przez całkowicie pewne pomiary z boi oceanograficznych i statków naukowo-badawczych. Zbiór ten autor otrzymał na CD-ROM-ie z NASA (Goddard Space Flight Center, EOS Distributed Active Archive Center; GEDEX) Drugi zbiór wartości średnich miesięcznych TPO obejmuje okres od 11.1981 do 12.1997 roku i stanowi rezultat wysokorozdzielczych radiometrycznych pomiarów satelitarnych (AVHRR), kalibrowanych przez wyniki pomiarów prowadzonych przez autonomiczne boje oceanograficzne oraz wykonywanych przez

specjalne rejsy statków naukowo-badawczych. Organizacja przestrzenna tego zbioru jest odmienna od zbioru wcześniej omówionego, ma on większą rozdzielczość ($1 \times 1^\circ$), co zmusiło autora do obliczania średnich z czterech gridów, tak, aby uzyskać porównywalną wielkość pola średniej. Również odmienny jest jego zasięg przestrzenny - dane każdorazowo są podawane do granicy zwartej pokrywy lodowej (praktycznie do granicy zwarcia lodów $\sim 50\%$). Zbiór ten zawiera również gridowe wartości anomalii TPO i średnie wieloletnie (klimatologiczne) temperatury powierzchni oceanu obliczane z okresu 1950-1979 (Reynolds i Roberts, 1987). Pełne omówienie tych zbiorów zawierają prace Reynoldsa i Smitha (1994, 1995). Dane te uzyskano przez ftp również z NASA (Goddard Space Flight Center, EOS Distributed Active Archive Center).

Wobec dysponowania danymi o temperaturze wody na Północnym Atlantyku z okresu 01.1970 - 12.1997, do analizy przyjęto ciągi temperatur średnich miesięcznych z tych stacji z okresu od 01.1970 do 12.1998 roku. W ten sposób uzyskano zarówno dla analiz synchronicznych, jak i z przesunięciem jednorocznym (anomalie TPO z roku r , miesięczne temperatury powietrza z roku $r + 1$) takie same liczby par zmiennych (analiza korelacyjna) i takie same liczby przypadków na jedną zmienną zależną (analiza wariancji i analiza regresji). Ułatwia to porównywanie uzyskanych wyników.

W pracy wykorzystano również chronologiczne ciągi wskaźników NAO, uzyskane przez ftp. Główną uwagę skupiono na zimowym indeksie NAO Hurrella (1995), wykorzystując ciąg znormalizowany względem 120-lecia 1864-1983 (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>), czyli odmienny od podawanego w pracy tego badacza z 1995 roku, który był normalizowany względem okresu lat 1864-1994.



Ryc. 1. Przebieg średniej temperatury powietrza okresu styczeń - marzec na stacjach Świnoujście, Ustka i Gdynia w latach 1970-1998

Analizowany okres lat 1970 - 1998, pod względem zmienności temperatury powietrza zimą na polskim wybrzeżu Bałtyku można przyjąć za reprezentatywny dla długiego okresu obserwacyjnego. W ciągu analizowanych 28 lat (1970-1997 i 1971-1998) wystąpiły zarówno bardzo surowe zimy (lata 1970, 1985, 1987), jedno z chłodniejszych w tym stuleciu, jak i zimy ciepłe, w tym ekstremalnie ciepłe (1975, 1989, 1990). Przebieg średniej temperatury powietrza z okresu styczeń - marzec w latach 1970-1998 na stacjach w Świnoujściu, Ustce i Gdyni przedstawia rycina 1.

W ciągu pierwszych dwudziestu lat szeregu (1970-1989) trend średnich temperatur okresu styczeń - marzec jest okołozerowy, w całym szeregu - nieznacznie dodatni ($+0.074^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, głównie ze względu na wystąpienie w okresie 1989-1997 zwiększonej liczby zim ciepłych). Średnia całego okresu zimowego (grudzień - marzec) przyjętego do analizy wykazuje bardzo słaby i nieistotny statystycznie trend dodatni ($+0.017^{\circ}\text{C}/\text{rok}$). Rozkłady temperatury średniej miesięcznej oraz rozkłady średnich temperatur okresu styczeń - marzec i grudzień - marzec są bliskie rozkładowi normalnemu. Pozwala to przyjąć, że próba z analizowanego okresu spełnia warunki, jakie stawia się próbie statystycznej.

3. Związki warunków termicznych okresu zimowego na polskim wybrzeżu z cyrkulacją atmosferyczną nad Północnym Atlantykiem

Jak już wcześniej wspomniano, za najbardziej perspektywiczne kierunki konstrukcji długoterminowej prognozy warunków termicznych uważa się te, u których podstaw leży określenie charakteru modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem klimatotwórczym, w zasięgu którego znajduje się rejon, dla którego sporządza się prognozę (Girs 1981, Marčuk 1976, Namias 1983 i inni badacze). Określenie czynników, które wywierają wpływ na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej może być uważane za równoznaczne z określeniem potencjalnych predyktorów prognozy.

Dla obszaru zachodniej części Bałtyku, znacznej części obszarów Europy Centralnej, Skandynawii Południowej, głównym obszarem klimatotwórczym jest akwen Północnego Atlantyku. Z tego względu myśl o powiązaniach cyrkulacyjnych analizowanego obszaru z cyrkulacją funkcjonującą w okresie zimowym nad Północnym Atlantykiem nasuwa się jako coś oczywistego.

Za punkt wyjścia do rozważań nad cyrkulacyjnymi uwarunkowaniami przebiegu temperatury powietrza nad Bałtykiem Południowym i Bałtykiem Południowo-wschodnim² oraz polskim wybrzeżu Bałtyku w okresie zimowym przyjmie się charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem.

Zimową cyrkulację atmosferyczną nad Północnym Atlantykiem w prosty, a zarazem syntetyczny sposób charakteryzuje zimowy wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation - dalej akronim NAO) Hurrella (1995). Wskaźnik ten, stanowiący znormalizowane odchylenie od średniej różnicy ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza z okresu od grudnia do marca włącznie między Lizboną a Stykkisholmur/Reykjavikiem, opisuje zwrot i wielkość gradientu barycznego występującego w okresie zimowym nad Północnym Atlantykiem.

Wystąpieniu dodatniej wartości wskaźnika, odpowiadającej pogłębieniu się Niżu Islandzkiego i wzrostowi ciśnienia w Wyżu Azorskim odpowiada występowanie w okresie zimowym gradientu barycznego skierowanego na północ. Im większa wartość wskaźnika NAO Hurrella, tym gradient ten jest większy. Wystąpieniu większej dodatniej wartości wskaźnika NAO Hurrella towarzyszy w okresie zimowym wzrost częstości sytuacji synoptycznych, w których występuje wzmożony napływ nad obszar bałtycki mas powietrza polarno-morskiego, formującego się nad Północnym Atlantykiem. Mimo zachodzących w czasie przemieszczania się tych mas nad obszarem lądowym Europy czy Wyspami Brytyjskimi, Morzem Północnym i Półwyspem Jutlandzkim procesów transformacji prowadzących do ochłodzenia, masy te, docierając zimą nad obszar bałtycki, są masami powietrza ciepłego. Znaczący wzrost częstości ich adwekcji w miesiącach zimowych pociąga za sobą statystycznie istotny wzrost temperatury powietrza nad obszarem polskiego wybrzeża.

² Bałtyk Południowy, Bałtyk Południowo-wschodni; nazwy obszarów prognostycznych WMO na Bałtyku w części przylegającej do wybrzeża Polski, ich granice i zakres przestrzenny - patrz Admiralty List of Radio Signals, vol. 3 (1).

Wystąpieniu ujemnych wartości wskaźnika NAO Hurrella odpowiada wzrost ciśnienia w Niżu Islandzkim i osłabienie Antycyklonu Azorskiego³. Południkowe gradienty baryczne nad Północnym Atlantykiem słabną, dolny przepływ strefowy ulega osłabieniu. W przypadku rozwoju sytuacji blokadowych, zimowy wskaźnik NAO osiąga większe wartości ujemne. Gradienty baryczne nad Północnym Atlantykiem stają się skierowane na wschód lub zachód i rozwijają się formy cyrkulacji południkowej, którym towarzyszy znaczący wzrost częstości sytuacji synoptycznych, w których dochodzi do adwekcji nad obszar Bałtyku mas powietrza z sektorów innych niż zachodni.

W przypadku wystąpienia form cyrkulacji południkowej kierunku napływu mas powietrza nad obszar bałtycki silnie się różnicują. W przypadku napływu mas powietrza z sektora od NW do N nad obszar bałtycki napływa powietrze pochodzenia arktycznego - znad Morza Grenlandzkiego, północnej części Morza Norweskiego, Morza Barentsa. Masy te są z reguły słabo przetransformowane i mają cechy powietrza Arktyczno-morskiego. W dolnej troposferze obserwuje się wtedy niezbyt niskie temperatury powietrza ($\sim -3 \div -8^{\circ}\text{C}$), wyżej powietrze jest jednak silnie wychłodzone. W przypadku napływu mas z sektora od NE do SE, nad obszar bałtycki napływa bądź powietrze Arktyczne, które praktycznie nie ulega transformacji przy przepływie nad obszarami kontynentalnymi (NE część europejskiej Rosji, NE Skandynawia), bądź silnie wychłodzone zimowe powietrze Polarno-kontynentalne. W obu przypadkach dochodzi wtedy do wystąpienia głębokich spadków temperatury powietrza, temperatura osiąga wtedy wartości minus kilkunastu stopni, nie jest wykluczone chwilowe wystąpienie nawet temperatur niższych od minus 20°C .

Jednak w niektórych przypadkach wystąpienia cyrkulacji południkowej obszar Europy Centralnej, w tym i rejon południowych wybrzeży Bałtyku dostaje się w strumień powietrza z południa. Są to silnie przetransformowane masy powietrza formujące się nad Morzem Śródziemnym, Afryką Północną lub nawet wschodnią częścią Północnego Atlantyku w szerokościach subtropikalnych. Napływowi takich mas nad obszar południowego wybrzeża Bałtyku towarzyszy występowanie relatywnie (jak na zimę) wysokich temperatur powietrza. Z tych względów przy występowaniu ujemnych wartości wskaźnika NAO Hurrella, nie obserwuje się tak jednoznacznych związków temperatury powietrza z wartością wskaźnika NAO, jak w przypadku wystąpienia zimą dodatnich wartości wskaźnika NAO.

Wartości wskaźnika NAO Hurrella charakteryzują się dużą, nieokresową zmiennością z roku na rok, choć w jego przebiegu wykrywa się również składowe cykliczne, z których najsilniejsza charakteryzuje się okresem zbliżonym do 8-letniej ($\sim 7.8 - 7.9$ lat). Zmienność NAO generuje znaczny odsetek zmienności temperatury nad obszarem Polski.

Wstępnie związki między charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej, funkcjonującej nad Północnym Atlantykiem opisanej przez za pomocą wskaźników NAO Hurrella a temperaturą powietrza nad polskim wybrzeżem Bałtyku i północno-zachodnią Polską omówił Marsz (1999). Filipiak (2000) scharakteryzował związki temperatury powietrza z NAO występujące na stacji Gdańsk-Wrzeszcz. Bardziej wnikliwe studium, w którym dokonano analizy związków temperatury powietrza nad obszarem Polski ze wskaźnikami NAO stanowi praca Marsza i Styszyńskiej (2001). Wymienione prace wykazują, że zimowa temperatura powietrza wykazuje silne i istotne statystycznie związki z zimowym wskaźni-

³ Ciśnienie w Niżu Islandzkim i Antycyklonie Azorskim jest ze sobą silnie powiązane. Współczynnik korelacji między sezonowym (grudzień-marzec) ciśnieniem w Stykkisholmur/Reykjaviku (Islandia) a ciśnieniem w Ponta Delgada (Azory, 1864-1990) wynosi -0.71 ($p < 0.000\ 000$). Występowanie ujemnych korelacji między tymi dwoma klimatycznymi centrami działania atmosfery stanowi najważniejszy przejaw działania Oscylacji Północnego Atlantyku.

kiem NAO, przy czym, co istotne - związki te nie są jednakowo silne w funkcji czasu. Przeprowadzone analizy wykazują, że w ostatnim trzydziestoleciu (po roku 1970) związki te, na obszarze północnej Polski stały się szczególnie silne (Marsz i Styszyńska 2001) a ich charakter mocno odbiega od związków występujących w dalszej przeszłości. Stanowi to jeden z kolejnych argumentów, przemawiających za ograniczeniem analizy do okresu lat 1970-1988, odpowiadającego ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (Marsz 1999, Marsz i Styszyńska 2001).

Średnie miesięczne temperatury powietrza na stacjach uwzględnionych w analizie i ich odchylenia standardowe (σ_n) w rozpatrywanym okresie lat 1970-1998 (29 lat) zestawiono w tabeli 1. Wartości zawartych w tej tabeli, wobec znanych i oczywistych prawidłowości kształtowania się temperatury powietrza na tym obszarze pod wpływem morza, nie będzie się komentować.

Tabela 1

Średnie miesięczne temperatury powietrza (t , °C) na wybranych stacjach wybrzeża Bałtyku i ich odchylenia standardowe (σ_n) w okresie 1970-1998

Stacja		Grudzień	Styczeń	Luty	Marzec
Elbląg	t	-0.01	-1.83	-1.23	2.29
	σ_n	2.11	3.96	3.53	2.16
Gdynia	t	1.74	0.02	0.21	2.57
	σ_n	1.84	3.07	3.04	1.90
Ustka	t	1.54	-0.22	0.14	2.58
	σ_n	1.89	3.12	3.00	1.81
Koszalin	t	1.03	-0.64	-0.14	2.74
	σ_n	1.96	3.28	3.06	1.94
Bornholm	t	2.61	0.89	0.40	1.74
	σ_n	1.33	2.39	2.50	1.64
Świnoujście	t	1.57	-0.08	0.45	3.11
	σ_n	1.94	3.16	2.97	1.95
Szczecin	t	1.33	-0.41	0.31	3.53
	σ_n	2.12	3.58	3.29	2.12

Związki temperatury miesięcznej na omawianych stacjach ze wskaźnikiem NAO Hurrella można z wystarczającym przybliżeniem uznać za liniowe (patrz ryc. 2). Z tego względu, miast posługiwać się współczynnikami korelacji liniowej, z wielu względów wygodniej jest posłużyć się parametrami równania liniowego:

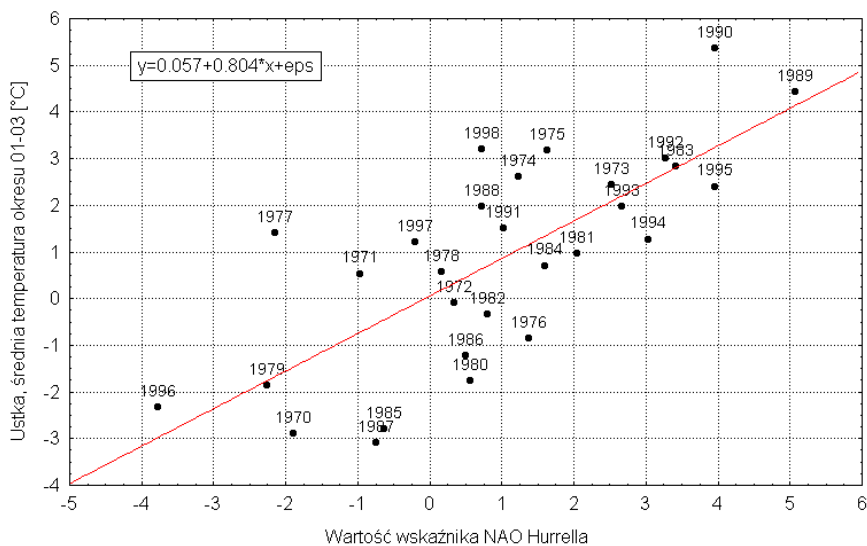
$$T_s(m) = A + b \cdot \text{NAO}, \quad [1]$$

gdzie:

- $T_s(m)$ - temperatura powietrza na stacji s w miesiącu m ,
- A, b - wyraz wolny i współczynnik kierunkowy równania,
- NAO - wartość wskaźnika NAO Hurrella.

Wartość współczynnika kierunkowego równania (b) informuje o sile związku temperatury miesięcznej na danej stacji ze wskaźnikiem NAO (o ile zmieni się temperatura powietrza, przy zmianie

wartości wskaźnika NAO o 1 jednostkę), współczynnik determinacji równania (poprawione R^2) informuje, jaką część wariacji temperatury miesięcznej na danej stacji objaśnia zmienność wskaźnika NAO. Nadto łatwo można określić istotność statystyczną związku opisywaną przez równanie (z testu F) oraz wielkość standardowego błędu estymacji (BSE) temperatury miesięcznej ze wskaźnika NAO.



Ryc. 2. Związek średniej temperatury powietrza okresu styczeń - marzec ze wskaźnikiem NAO Hurrella na stacji Ustka

W przypadku analizy związków temperatury miesięcznej na stacjach ze wskaźnikiem NAO Hurrella, cały czas należy pamiętać, że wskaźnik ten charakteryzuje warunki cyrkulacyjne panujące w ciągu całego okresu zimowego, od grudnia do marca. Z tego względu nie należy oczekiwać, że związki temperatury kolejnych miesięcy z tym wskaźnikiem będą jednakowo silne, gdyż natężenie przenosu zachodniego w ciągu kolejnych miesięcy zimowych ulega również poważnym zmianom. Analiza związków typu $Ts(m) = f(\text{NAO})$ pozwala jednak na wykrycie miesiąca, w którym związki te są najsilniejsze, zorientować się jaki odsetek zmienności temperatury miesięcznej objaśniany jest przez zmienność zimowego indeksu NAO Hurrella i w jakim stopniu związek ten jest istotny statystycznie, oraz - czy zaznacza się, i jakie jest, w danym miesiącu zróżnicowanie regionalne związków. Wobec ułożenia analizowanych stacji w stosunkowo wąskiej strefie równoleżnikowej, przy dużym oddaleniu innych stacji położonych na północ od polskiego wybrzeża, przedstawienie kartograficzne takiej analizy nie wydaje się celowe. Wyniki takiej analizy, w postaci tabelaryzowanej, wraz z niezbędnym komentarzem, przedstawia się poniżej.

Grudzień:

Wyniki analizy związków temperatury grudnia ze wskaźnikiem NAO Hurrella wykazują (tab. 2), że zmienność zimowego wskaźnika NAO objaśnia zaledwie od około 25 do 28% zmienności tempe-

ratury tego miesiąca. Wyjątkiem jest Bornholm, gdzie objaśnienie jest znacznie mniejsze - na poziomie 13%. Wszystkie zależności są jednak istotne statystycznie ($p < 0.05$).

Tabela 2

Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) i charakterystyki statystyczne równania [1], wiążącego wartości wartości indeksu NAO Hurrella z temperaturami średnimi miesięcznymi grudnia na stacjach: Elbląg (ELB), Gdynia (GDY), Ustka (UST), Koszalin (KOS), Bornholm (BOR), Świnoujście (ŚWI) i Szczecin (SZC)

L.p.	Stacja	Wyraz wolny (A)	Współczynnik b	R	adj. R ²	F(1,27)	p	BSE (±)
1	ELB	-0.63	0.53	0.540	0.266	11.1	0.002 487	1.81
2	GDY	1.19	0.50	0.551	0.277	11.7	0.001 972	1.56
3	UST	0.99	0.51	0.538	0.263	11.0	0.002 595	1.62
4	KOS	0.44	0.54	0.558	0.285	12.2	0.001 675	1.65
5	BOR	2.32	0.27	0.406	0.134	5.3	0.028 922	1.23
6	ŚWI	1.01	0.51	0.523	0.246	10.1	0.003 640	1.69
7	SZC	0.73	0.56	0.527	0.251	10.4	0.003 329	1.84

Objaśnienia do tabeli 2:

R - współczynnik korelacji, adj. R² - poprawiona na liczbę stopni swobody wartość kwadratu współczynnika korelacji; współczynnik determinacji, F(1,27) - wartość testu F przy podanych stopniach swobody, p - poziom istotności (prawdopodobieństwo przypadkowego uzyskania takiego wyniku, poziom ufności ($p_u = (1 - p) \cdot 100\%$)), BSE - błąd standardowy estymacji wartości temperatury (°C).

Siła związku (wartość współczynnika b) jest słabo zróżnicowana regionalnie, wykazuje wyraźniejszy związek z odległością od linii brzegowej, niż z przemieszczaniem się na wschód. Na stacjach leżących blisko linii brzegowej (Gdynia, Ustka, Świnoujście) jest praktycznie jednakowa (0.50-0.51). Wyraźne osłabienie siły związku na Bornholmie może być w prosty sposób objaśnione tym, że zasoby ciepła przekazywane z powierzchni Bałtyku do atmosfery (czynnik lokalny) odgrywają tam większą rolę w kształtowaniu temperatury grudnia, niż zmiany cyrkulacji atmosferycznej (czynnik wielkoskalowy).

Styczeń:

Analiza zależności temperatury stycznia od wskaźnika NAO wykazuje występowanie między tymi wielkościami stosunkowo silnego związku (tab. 3). Zmiana wartości wskaźnika NAO o jedną jednostkę powoduje zmianę miesięcznej temperatury powietrza, zgodną ze znakiem zmiany wskaźnika, aż o 1°C. Ponieważ w badanym okresie wartości wskaźnika NAO Hurrella zmieniały się w granicach od około +5 (1989 r.) do około -4 (1996 r.), można uważać, że zmienność zimowego wskaźnika NAO jest odpowiedzialna za zmiany temperatury miesięcznej stycznia w granicach 9°C.

Zauważa się nieznaczny wzrost siły oddziaływania NAO wraz z oddalaniem się od linii brzegowej, praktycznie siła związku jest niemal jednakowa wzdłuż całego polskiego wybrzeża. Wyraźnie słabszy związek temperatury stycznia z NAO obserwowany na Bornholmie może być tłumaczony tym samym zespołem przyczyn, co związek z temperaturą grudnia, czyli "maskowaniem" wpływu zmian temperatury powietrza wnoszonych przez cyrkulację atmosferyczną termicznym wpływem akwenu oddającego ciepło do atmosfery.

Tabela 3

Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) i charakterystyki statystyczne równania [1], wiążącego wartości wartości indeksu NAO Hurrella z temperaturami średnimi miesięcznymi stycznia na stacjach: Elbląg (ELB), Gdynia (GDY), Ustka (UST), Koszalin (KOS), Bornholm (BOR), Świnoujście (ŚWI) i Szczecin (SZC)

L.p.	Stacja	Wyraz wolny (A)	Współczynnik b	R	adj. R ²	F(1,27)	p	BSE (±)
1	ELB	-2.96	1.16	0.654	0.407	20.2	0.000 118	2.84
2	GDY	-0.95	1.01	0.686	0.451	24.0	0.000 040	2.27
3	UST	-1.18	1.00	0.662	0.418	21.1	0.000 090	2.38
4	KOS	-1.65	1.04	0.656	0.409	20.4	0.000 111	2.52
5	BOR	0.15	0.77	0.670	0.429	22.0	0.000 069	1.79
6	ŚWI	-1.08	1.03	0.679	0.441	23.1	0.000 051	2.37
7	SZC	-1.52	1.14	0.664	0.420	21.3	0.000 087	2.73

Objaśnienia jak do tabeli 2.

Zwraca uwagę, że zmienność zimowego wskaźnika NAO Hurrella objaśnia od 45% zmienności temperatury stycznia w Gdyni do około 41% w Elblągu i Koszalinie. Wszystkie zależności są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.001$). Mając na uwadze, że wskaźnik NAO stanowi wartość średnią dla całej zimy, można interpretować tak dużą siłę związku jako przejaw powiększonej zgodności zmian natężenia przenosu zachodniego w styczniu z wartością wskaźnika.

Luty:

W lutym zauważa się pewne osłabienie, w porównaniu ze styczniem, siły związków między temperaturą powietrza a indeksem NAO. Zmiana wartości indeksu o jedną jednostkę pociąga za sobą zmianę średniej miesięcznej temperatury powietrza o około 0.8 - 0.9°C. Siła związku wyraźnie się różnicuje, rosnąc w kierunku wschodnim (patrz tabela 4).

Tabela 4

Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) i charakterystyki statystyczne równania [1], wiążącego wartości wartości indeksu NAO Hurrella z temperaturami średnimi miesięcznymi lutego na stacjach: Elbląg (ELB), Gdynia (GDY), Ustka (UST), Koszalin (KOS), Bornholm (BOR), Świnoujście (ŚWI) i Szczecin (SZC)

L.p.	Stacja	Wyraz wolny (A)	Współczynnik b	R	adj. R ²	F(1,27)	p	BSE (±)
1	ELB	-2.13	0.94	0.551	0.278	11.8	0.001 935	3.00
2	GDY	-0.63	0.86	0.588	0.321	14.2	0.000 800	2.51
3	UST	-0.68	0.85	0.588	0.322	14.3	0.000 788	2.47
4	KOS	-0.95	0.84	0.570	0.299	13.0	0.001 260	2.56
5	BOR	-0.32	0.75	0.619	0.360	16.8	0.000 345	2.00
6	ŚWI	-0.32	0.80	0.559	0.278	12.3	0.001 610	2.51
7	SZC	-0.48	0.81	0.513	0.235	9.6	0.004 469	2.88

Objaśnienia jak do tabeli 2.

W tym samym kierunku rośnie również stopień objaśnienia zmienności temperatury miesięcznej lutego przez zmienność wskaźnika na stacjach leżących w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej (Świnoujście, Ustka, Gdynia). Największy stopień objaśnienia zmienności temperatury przez zmienność indeksu NAO obserwuje się na Bornholmie, gdzie dochodzi do 36%, na polskim wybrzeżu zmienność wskaźnika NAO objaśnia od 32 do 24% zmienności temperatury lutego.

Marzec:

W marcu siła związków temperatury powietrza z indeksem NAO jest jeszcze mniejsza (tab. 5), będąc nieznacznie tylko większa od wartości współczynnika b w grudniu, zmianie wskaźnika o jedną jednostkę odpowiada zmiana temperatury powietrza o 0.5 - 0.6°C. Mimo niewielkiej siły związku, zmienność zimowego wskaźnika NAO Hurrella objaśnia stosunkowo duży odsetek zmienności temperatury tego miesiąca - około 40% na stacjach leżących w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej (Świnoujście, Ustka, Gdynia) i od 24 (Elbląg) do 33-34% (Szczecin, Koszalin) na stacjach znajdujących się dalej od linii brzegowej otwartego morza. Największy stopień objaśnienia wariancji temperatury marca przez zmienność wskaźnika NAO, przekraczający 43% występuje na Bornholmie. Wszystkie zależności (poza Elblągiem) charakteryzują się wysokim poziomem istotności statystycznej ($p < 0.001$)

Tabela 5

Wartości wyrazów wolnych (A), współczynników kierunkowych (b) i charakterystyki statystyczne równania [1], wiążącego wartości wartości indeksu NAO Hurrella z temperaturami średnimi miesięcznymi marca na stacjach: Elbląg (ELB), Gdynia (GDY), Ustka (UST), Koszalin (KOS), Bornholm (BOR), Świnoujście (ŚWI) i Szczecin (SZC)

L.p.	Stacja	Wyraz wolny (A)	Współczynnik b	R	adj. R ²	F(1,27)	p	BSE (±)
1	ELB	1.71	0.54	0.522	0.245	10.1	0.003 688	1.88
2	GDY	2.00	0.59	0.648	0.399	19.6	0.000 144	1.48
3	UST	2.03	0.57	0.650	0.401	19.8	0.000 135	1.40
4	KOS	2.20	0.56	0.600	0.336	15.2	0.000 579	1.58
5	BOR	1.23	0.53	0.674	0.434	22.5	0.000 062	1.24
6	ŚWI	2.52	0.61	0.646	0.395	19.4	0.000 153	1.51
7	SZC	2.94	0.61	0.595	0.331	14.8	0.000 656	1.73

Objaśnienia jak do tabeli 2.

Tak duży stopień objaśnienia zmian temperatury marca przez zmienność wskaźnika NAO można interpretować jako efekt złożenia się rzeczywistych wpływów cyrkulacji atmosferycznej w tym miesiącu i występującej klimatycznej inercji systemowej - termika wody Bałtyku kumuluje ("zapamiętuje") cały zimowy przebieg cyrkulacji atmosferycznej i związanych z nią zmian temperatury powietrza. W przypadku wystąpienia ujemnych wartości wskaźnika NAO i wystąpienia niskich temperatur powietrza w okresie całej zimy dochodzi do silniejszego ochłodzenia wód Bałtyku. W okresie wzrostu wysokości Słońca i wydatnego wydłużania się dnia w marcu, mimo wzrostu dopływu energii promienistej do podłoża, zaznacza się silniejsze ochładzające działanie wód, czyli zgodne ze znakiem wskaźnika. W przypadku wystąpienia w okresie zimy dodatniej wartości wskaźnika, stopień wychłodzenia wód jest mniejszy, nie wystąpią również na większą skalę zjawiska lodowe. W tym przypadku ochładzające

działanie akwenu staje się mniejsze i nawet przy podobnym dopływie energii słonecznej, temperatura powietrza może, wzrastając z taką samą prędkością jak w latach o ujemnych wartościach wskaźnika NAO, zacząć wzrastać z "wyższego poziomu startowego", co przekłada się na wyższą temperaturę miesięczną.

O dopuszczalności takiej interpretacji, zdaniem autora, świadczy porównanie kształtowania się współczynników determinacji i wartości współczynników b w całym okresie grudzień-marzec na trzech grupach stacji - najbardziej "morskim" Bornholmie, stacjach leżących w pobliżu linii brzegowej otwartego morza (Świnoujście, Ustka, Gdynia) i stacjach nieco oddalonych od linii brzegowej (Szczecin, Koszalin, Elbląg).

Wobec faktu, że zmienność wskaźnika NAO najslabiej "reguluje" zmienność temperatury powietrza w grudniu, można zastanowić się, jaki odsetek zmienności średniej temperatury powietrza pozostałej części zimy (okresu styczeń - marzec) objaśnia zmienność tego wskaźnika. Przeprowadzona analiza wykazała, że na stacjach położonych w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej zmienność wskaźnika NAO objaśnia ponad 50% zmienności temperatury powietrza tego okresu. Temperatura powietrza tego okresu ($t(1-3)$), [°C] jako funkcja indeksu NAO Hurrella (NAO(H)) opisana jest zależnościami:

Świnoujście:

$$t(1-3) = 0.37(\pm 0.31) + 0.81(\pm 0.14) \cdot \text{NAO}(H), \quad [2]$$

kórej charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.749$, popr. $R^2 = 0.546$, $F(1,27) = 34.6$, $p < 0.000\ 004$, $BSE = 1.52$.

Ustka:

$$t(1-3) = 0.06(\pm 0.31) + 0.80(\pm 0.14) \cdot \text{NAO}(H), \quad [3]$$

kórej charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.744$, popr. $R^2 = 0.537$, $F(1,27) = 33.4$, $p < 0.000\ 005$, $BSE = 1.53$.

Gdynia:

$$t(1-3) = 0.14(\pm 0.32) + 0.82(\pm 0.14) \cdot \text{NAO}(H), \quad [4]$$

kórej charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.748$, popr. $R^2 = 0.543$, $F(1,27) = 34.2$, $p < 0.000\ 004$, $BSE = 1.55$.

Ze stacji leżących dalej od linii brzegowej otwartego morza, najslabszy związek między temperaturą powietrza okresu styczeń - marzec a NAO występuje w Elblągu. Równanie opisujące ten związek jest następujące:

$$t(1-3) = -1.13(\pm 0.38) + 0.88(\pm 0.17) \cdot \text{NAO}(H), \quad [5]$$

i objaśnia około 49% zmienności temperatury ($R = 0.711$, popr. $R^2 = 0.487$, $F(1,27) = 27.6$, $p < 0.000\ 016$, $BSE = 1.84$).

Jak widać, we wszystkich równaniach dla stacji leżących w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej, oszacowanie wyrazu wolnego nie jest istotne statystycznie, co stanowi naturalną cechę określenia poziomu istotności w sytuacji, gdy wyraz wolny ma wartość okołozerową. Oszacowanie współczynnika kierunkowego (b) jest we wszystkich przypadkach wysoce istotne, mimo braku istotności wyrazu wolnego, równania charakteryzują się również bardzo wysokim poziomem istotności ($p < 0.000$). I w tym przypadku trzeba zwrócić uwagę na niemal identyczne wartości współczynnika b i podobny błąd standardowy jego estymacji.

Znaczne zwiększenie stopnia objaśnienia zmienności temperatury powietrza w dłuższym, trzy-miesięcznym, okresie, w stosunku do okresów jednomiesięcznych, w przypadku, gdy indeks NAO stanowi średnią z okresu czterech miesięcy, jest oczywiste.

Podsumowując tą analizę można stwierdzić, że w okresie całej zimy występują istotne statystycznie związki między charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej istniejącej nad Północnym Atlantykiem, opisaną przez wskaźnik NAO Hurrella, a temperaturą powietrza kolejnych miesięcy na stacjach polskiego wybrzeża Bałtyku. Związki te są najsłabsze w grudniu, najściślejsze w styczniu i marcu. Siła związków między NAO a miesięcznymi temperaturami powietrza (wartość współczynnika b) jest na wszystkich stacjach w danym miesiącu podobna, różnice między wartościami współczynnika kierunkowego są nieistotne. Odległość od morza i długość geograficzna, czyli czynnik położenia, wyraźnie zaznacza się w kształtowaniu wartości wyrazu wolnego (A), nie znajduje natomiast odbicia w kształtowaniu siły związku. Oznacza to, że można uznać, iż zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej występującej nad Północnym Atlantykiem, stanowi jeden z najistotniejszych czynników wywierających wpływ na kształtowanie się zmienności temperatury na stacjach polskiego wybrzeża Bałtyku w tym samym okresie.

Mimo ścisłości związków, użycie wskaźnika NAO Hurrella do prognozy temperatury powietrza okresu zimowego na polskim wybrzeżu nie jest możliwe, gdyż obliczenie wartości tego wskaźnika może nastąpić dopiero po okresie zimowym. Ponieważ jednak wskaźnik NAO wykazuje związek zarówno ze średnią temperaturą całej zimy (grudzień-marzec), temperaturą okresu styczeń - marzec oraz istotne i wysoce istotne związki z temperaturą kolejnych miesięcy zimy, można i trzeba zastanowić się nad tym, jakie czynniki mogą wpływać na kształtowanie się wartości tego wskaźnika. Pozytywna odpowiedź na to pytanie wskaże te, które wywierają wpływ na modyfikacje zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem, oraz, być może pozwoli na określenie jaki jest charakter tych modyfikacji.

4. Anomalie temperatury powierzchni wody na Północnym Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika NAO Hurrella (1995)

Spośród wielu czynników wymienianych w literaturze, które mogą wywierać wpływ na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, główną uwagę należy zwrócić na występujące anomalie temperatury powierzchni oceanu (TPO). Wpływ anomalii temperatury powierzchni oceanu na zachodzące z opóźnieniem modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej omawiają w aspekcie fenomenologicznym liczne prace (np. Lamb i Johnsonn (1959,1961), Perry i Walker (1982), Ratcliffe i Murray (1970), Ugryumov (1981) i prace innych autorów). Istotną rolę występujących anomalii TPO w modyfikowaniu późniejszej cyrkulacji atmosferycznej potwierdzają również mniej lub bardziej skomplikowane modele hydrodynamiczne i termohydrodynamiczne (Savčenko i Nagurnyj 1987, Godmann i Marshall 1999 i in.).

Wpływy rozkładu przestrzennego występujących anomalii TPO o określonych znakach na kształtowanie się pewnych cech cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem i Północnym Pacyfikiem znane jest od dawna. Przytoczy się w tym miejscu tylko dwa, za to wymowne i czytelne przykłady.

Lamb (1973, 1978) prowadząc badania nad wpływem przestrzennego rozkładu anomalii temperatury wody na Północnym Atlantyku na kształtowanie się reżimu termicznego Europy wyróżnił dwa typy kształtowania się pola anomalii temperatury.

Pierwszy z nich, określony mianem "ciepłego morza" kształtuje się wtedy, gdy w rejonie położonym na SE od Nowej Fundlandii (centrum w rejonie 40-44°N, 53-57°W) lokuje się masywna anomalia dodatnia z wartościami anomalii około +1.5 deg. Granice tej anomalii, wyznaczone przez izanomalę 0, mają kształt wielkiej elipsy i biegną od Przylądka Farwell do punktu [53°N, 40°W], dalej do punktu [45°N, 20°W], następnie sięgają na długości geograficznej 50-60°W szerokości 30°N, skąd dochodzą do wybrzeża kontynentu Ameryki Północnej nieco na S od Przylądka Hatteras. Na zewnątrz obszaru anomalii dodatniej rozpościerają się wody chłodniejsze niż zazwyczaj, z tym, że najwyraźniej ochłodzenie wód manifestuje się w rejonie 50°N, 30°W.

Drugi, określony mianem "zimnego morza" stanowi niejako obraz odwrotny. Na SE od Nowej Fundlandii (centrum ~42°N, 50-60°W) lokuje się centralny obszar masywnej anomalii ujemnej (-1.5°C), której zasięg sięga od południowych wybrzeży Labradoru, dalej przechodzi przez punkty ~ [51°N, 40°W], [45°N, 20°W], [40°N, 20°W], skąd płynnym łukiem dochodzi do punktu 33°N, 40°W i dalej biegnie w kierunku Przylądka Hatteras. Wokół akwenu, na których występują wody chłodniejsze niż zazwyczaj, występują wody cieplejsze niż wynosi ich średnia wieloletnia norma klimatyczna, od ułamka stopnia do +1.5, a miejscami nawet nieco ponad +2.2°C.

Trwałość takich układów termicznych jest stosunkowo duża. "Ciepłe morze" według Lamba wystąpiło w okresie lat 1902-1904, "zimne morze" w okresie od 1911 do 1915 roku. Zdaniem Lamba tworzenie się takich anomalnych rozkładów pola temperatury wody na Północnym Atlantyku związane jest ze zmianami położenia frontu hydrologicznego między Golfstromem a Prądem Labradorским.

W momencie, gdy natężenie przepływu wód w Golfstronie wzrasta i nie towarzyszy temu równoczesny wzrost aktywności Prądu Labradorskiego, granica ciepłych wód przemieszcza się dalej ku północy i zachodzi przypadek "ciepłego morza".

Najistotniejsza dla poruszanego tematu jest jednak konstatacja faktów natury klimatycznej. Według Lamba, około jednego miesiąca po ukształtowaniu się pola temperatury wody na Atlantyku odpowiadającemu stanowi "ciepłego morza" w rejonie Szkocji i nad południową Skandynawią lokuje się obszar obniżonego ciśnienia. W takich warunkach średnia miesięczna temperatura lutego jest nad obszarem Polski wyższa średnio o 2°C niż zazwyczaj. Nad Szwajcarią, w przypadku występowania warunków "zimnego morza" temperatura średnia miesięczna stycznia jest niższa od normy klimatycznej o około 3°C (Drake i in. 1978).

Podobne zależności znane są, dzięki pracom Namiasa (1969, 1978) również z Północnego Pacyfiku. Analizując możliwe przyczyny wystąpienia znacznie chłodniejszych od normy wieloletniej zim na południowym wschodzie USA (Nashville, Charleston, Nowy Orlean) w latach 1958-1970, Namias zwrócił uwagę na odmienny od wcześniejszego rozkład masywnych anomalii TPO na Północnym Pacyfiku. W latach poprzedzających rok 1958 układ anomalii był tego rodzaju, że przy zachodnich wybrzeżach USA i Kanady, po Zatokę Alaski, lokowała się anomalia ujemna, zaś dalej od niej na zachód - anomalia dodatnia (długości 140-180°W na 30-45°N). W związku z takim rozkładem anomalii Prąd strumieniowy (jet stream) odchyłał się nad anomalią dodatnią ku północy, w stronę Aleutów i Alaski, nad anomalią ujemną przesunął na południe, aż do nasady Półwyspu Kalifornijskiego, skąd znad pogranicza Meksyku i USA kierował się ponownie na północ. W takiej sytuacji rejony SE części Stanów dostawały się w strumień powietrza z WSW. W okresie lat 1959-1969 układ anomalii TPO nad tą częścią Pacyfiku uległ odwróceniu - ujemne anomalie lokowały się w centralnej części Północnego Pacyfiku, przy wybrzeżach USA i Kanady (do długości 135°W) lokowały się anomalie dodatnie. Prąd strumieniowy zmienił swój przebieg - na pograniczu anomalii chłodnej i cieplej odchylił się maksymalnie na południe (szerokość około 25°N), skąd skierował następnie na NE, osiągając najdalszy zasięg ku N (~45-50°N) nad kontynentem na długości około 100°W, kierując się następnie na SE. Dzięki temu obszary stanów Oregon, Washington i południowe części pacyficznej Kanady znalazły się w strumieniu powietrza napływającego z SW i wystąpiło tam znaczące ocieplenie, zaś obszary SE części Stanów znalazły się w strumieniu powietrza z NW, z czym związane było wydatne zmniejszenie średniej temperatury okresów zimowych (przykładowo w Nowym Orleanie o ~3°C).

Ponieważ prąd strumieniowy z dobrym przybliżeniem oddaje przebieg górnej planetarnej strefy frontalnej, staje się jasne, że opisane przez Namiasa sytuacje wiążą się z przesuwaniem się położenia osi górnych klinów i zatok i względną stabilizacją ich położenia oraz amplitudy⁴ w stosunku do rozkładu anomalii TPO. Z położeniem górnych zatok i klinów wiąże się, co jest powszechnie znane, również występowanie w dolnej troposferze odpowiednich układów barycznych. Po zachodniej stronie górnego klina/wschodniej stronie górnej zatoki baroklinowość atmosfery jest podwyższona, a wirowość dodatnia i powstają tam dolne układy niskiego ciśnienia (niże), po wschodniej stronie górnych klinów/zachodnich częściach górnych zatok tworzą się dolne układy wyżowe (antycyklonalne). Trajektorie tworzących się układów niżowych przemieszczają się w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem strumienia prowadzącego w środkowej i górnej troposferze, a więc i układ izohips odgrywać będzie odpowiednią rolę w stero-

⁴ Użyte określenie "stabilizacja" należy rozumieć jako zwiększenie częstości występowania górnych klinów i zatok o określonych amplitudach w danych położeniach. Dopiero uśrednienie klimatyczne da obraz położenia prądu strumieniowego przedstawiony przez Namiasa.

waniu ruchem układów dolnych. Tak więc i sytuacja opisana przez Lamba (niż nad Szwecją - południową Skandynawią) ma taką samą - falową genezę.

Występujące anomalie TPO świadczą o wielkościach zasobów ciepła zgromadzonych w wodach. Tam gdzie zasoby te są większe (anomalie dodatnie), ocean może przekazywać do atmosfery zwiększone ponad normę klimatyczną ilości ciepła. W warunkach zimowych (listopad - luty) w szerokościach 40-60°N, gdy dzień jest krótki a kąt elewacji Słońca niewielki, strumienie ciepła z oceanu do atmosfery mogą w sprzyjających warunkach osiągać wartości wielokrotnie przewyższające dopływ radiacji słonecznej do powierzchni oceanu. Nad obszarami, na których występują anomalie dodatnie atmosfera będzie ogrzewana intensywniej niż przeciętnie (Golubev 1975, Monin, Kamenkovič i Kort 1974, Razorenova 1998). Nad obszarami oceanu, w których wodach zasoby ciepła są niższe od normy klimatycznej (anomalie ujemne) strumienie ciepła z oceanu do atmosfery będą również obniżone w stosunku do normy klimatycznej, co musi zmniejszyć i średnią temperaturę powietrza nad/za⁵ akwenem, na którym występuje anomalia. Procesy te muszą mieć przełożenie na kształtowanie rozkładu powierzchni geopotencjału a tym samym i na kształtowanie dolnego pola ciśnienia.

Geneza zjawiska Oscylacji Północnego Atlantyku, badana od wielu lat przez liczne zespoły badawcze (patrz Clivar Implementation Plan, D1(1999), Marshall, Kushnir i in. 1997 - white paper) nie jest do końca wyjaśniona. Nagromadzony dorobek badawczy wskazuje jednak coraz wyraźniej, że NAO może być traktowana jako odpowiedź atmosfery na zmiany rozkładu zasobów ciepła w wodach Północnego Atlantyku. Wskazują na to zarówno wyniki starszych prac, jak i najnowszych (Marsh 2000, Osborn, Briffa i in. 1999, Visbeck i in. 2001), w których dokumentuje się występowanie silnych i wyraźnych związków między rozkładami przestrzennymi anomalii temperatury powierzchni oceanu o określonych znakach i wartościach a charakterem i wartościami wskaźników NAO. Również licznie konstruowane modele cyrkulacji atmosfery, uwzględniające interakcje w systemie ocean-atmosfera i atmosfera-ocean zdają się potwierdzać ten punkt widzenia (np. Goodman i Marshall 1999, Hakkinen 2000, Marsh 2000, Marshall 2000).

Można więc w dalszej części pracy skoncentrować się nad badaniem związków zachodzących między zimowym wskaźnikiem NAO a anomaliami TPO występującymi na Północnym Atlantyku, ignorując badania związków z innymi wymienianymi w literaturze przedmiotu czynnikami (np. ENSO, rozkładem anomalii na tropikalnym Atlantyku, dipolem TPO Południowy Atlantyk - Północny Atlantyk w strefach tropikalnych, działaniem wzajemnych układów planet Układu Słonecznego, ...). Nie ulega wątpliwości, że NAO stanowi element globalnej cyrkulacji atmosferycznej, w związku z czym każdy z czynników, który wywiera wpływ na modyfikacje regionalnej cyrkulacji atmosferycznej, poprzez swój wkład w zmienność cyrkulacji globalnej, wnosi pośrednio swój wkład również i do zmienności NAO. Jednak bezpośredni sens fizyczny takich oddziaływań nie wydaje się jasny, a ich rola, jako czynników sterujących zmiennością Oscylacji Północnego Atlantyku - jest wątpliwa. W przypadku anomalii TPO występujących na Północnym Atlantyku sprawa wydaje się jasna i czytelna - ich występowanie wpływa na rozmieszczenie (lokalizację) i wielkość strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (Razorenova 1998, Saska i in. 1976, Šuševskaya 1975).

⁵ Zwiększone lub zmniejszone gradienty poziome, ze względu na składową poziomą ruchu powietrza, będą przesunięte w przestrzeni w stosunku do położenia anomalii (patrz Natreba 1988).

Odpowiednio zlokalizowane strumienie ciepła z oceanu do atmosfery określają rozmieszczenie i wielkości poziomych gradientów temperatury w dolnej i środkowej troposferze, przyczyniając się kolejno do występowania w określonych rejonach stref podwyższonej i obniżonej baroklinowości, oraz, poprzez regulację prędkości i kierunku wiatru termicznego - do stabilizacji bądź destabilizacji fal długich nad Północnym Atlantykiem i na wschód od niego (patrz np. Fortak 1971). Wszystko to razem określa występowanie rejonów cyklonogenezy oraz trajektorie przemieszczających się układów niżowych, nadto - ewentualną lokalizację i trwałość układów blokujących. Cały czas bowiem należy pamiętać, że klimatycznie pojmowany Niż Islandzki nie jest bytem realnym lecz bytem statystycznym - stanowi on efekt uśrednienia chwilowych rozkładów pola ciśnienia atmosferycznego nad Północnym Atlantykiem. Im więcej realnie występujących układów niskiego ciśnienia w danym miesiącu czy sezonie będzie przechodziło lub stagnowało w rejonie Islandii, oraz im ciśnienie w tych układach będzie niższe, tym Niż Islandzki rozumiany jako klimatyczne centrum aktywności atmosfery nad Północnym Atlantykiem, będzie bardziej "aktywny" (pozytywna faza NAO). Ta "aktywność" Niżu Islandzkiego uzależniona jest jednak od rejonów, w których cyklonogeneza będzie miała miejsce, częstości występowania procesów cyklonogenezy i procesów rozwoju (pogłębiania się, wypełniania) układów niżowych w przestrzeni oraz, co istotne - przestrzennego układu trajektorii ich centrów.

To samo dotyczy Antycyklonu Azorskiego. Choć zmienność ciśnienia w antycyklonach subtropikalnych nad Północnym Atlantykiem jest mniejsza, to jednak położenie ich centrum może zmieniać się w dość szerokich granicach. W momencie, gdy centrum to, miast w rejonie Azorów - Półwyspu Iberyjskiego, znajduje się nad Morzem Sargassowym lub też bardziej na północ od Morza Sargassowego, lecz po zachodniej stronie Północnego Atlantyku, w uśrednionym obrazie pola ciśnienia obserwować się będzie "osłabienie" lub zanik Wyżu Azorskiego⁶. W przypadku przesunięcia centrum (centrów) antycyklonu subtropikalnego z szerokości 35-40°N po wschodniej stronie Północnego Atlantyku w inne położenie, siłą rzeczy rejon cyklonogenezy i trajektorie układów niżowych będą takiego rodzaju, że nie będą prowadziły niżów w rejon Islandii. Wystąpi wtedy negatywna (ujemna) faza NAO. Ten czynnik natury przestrzennej, jak się wydaje stanowi jeden z elementów decydujących o występowaniu ujemnych korelacji między ciśnieniem w Niżu Islandzkim i Antycyklonie Azorskim, czyli określa istotę NAO.

Taki stan rzeczy wskazuje, że wydaje się możliwe poszukiwanie związków, jakie zachodzą między rozkładem przestrzennym wartości i znaków anomalii TPO występujących na Północnym Atlantyku a wartością wskaźnika NAO Hurrella, opisującego w syntetyczny sposób najbardziej ogólne cechy cyrkulacji atmosferycznej, jaka występuje zimą nad tym akwenem i jego otoczeniem. Poszukiwania te można prowadzić wykorzystując model "czarnej skrzynki" - znając sygnał na wejściu i sygnał na wyjściu systemu, określić metodami statystycznymi zachodzące związki, bez wnikania w cały, niezmiernie skomplikowany system zależności pośrednich, których zarysowany mechanizm działania, jeśli jest prawdziwy, znany jest jedynie w okrojonej, najbardziej ogólnej postaci.

⁶ Wyżu Azorskiego, pojmowanego w znaczeniu dosłownym, to jest układu antycyklonalnego, którego centrum zlokalizowane jest w rejonie szerokości 35-40°N, 30-10°W. Uwaga ta wydaje się o tyle istotna, że często niektórzy badacze mówią o "Wyżu Azorskim", którego centrum znajduje się nad Alpami, Ukrainą, Morzem Śródziemnym czy Północną Afryką, utożsamiając każde, niemal dowolne, położenie wyżów subtropikalnych w rejonie Północnego Atlantyku, Europy Zachodniej i NW Afryki z Wyżem Azorskim.

4.1. Analiza danych pola temperatury powierzchni oceanu

Próba zbadania związków, jakie zachodzą między wartością wskaźnika NAO Hurrella (skutek), a anomaliami TPO na Północnym Atlantyku (przyczyna) wymaga rozważenia kwestii doboru danych do analizy. Zbiór gridów $2 \times 2^\circ$, opisujących średnie miesięczne anomalie TPO liczy około 750 powierzchni. Powstaje problem, których wartości użyć do analizy. Nie ulega wątpliwości, że na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej oddziałuje całe pole temperatury powierzchni Północnego Atlantyku. Pole, traktowane jako całość, nie jest jednak specjalnie dobrą wartością wejściową do prognozy o charakterze numerycznym, zwłaszcza, że wykazuje ono nieprzerwaną, trudną do scharakteryzowania zmienność. Ta prosta przyczyna spowodowała, że w dotychczasowych badaniach próbowano zredukować liczbę danych wejściowych i posługiwać się tylko pewnymi elementami pola temperatury powierzchni oceanu.

W okresie lat czterdziestych - siedemdziesiątych, gdy były dostępne tylko dane z pomiarów *in situ* o małej rozdzielczości przestrzennej (pola $5 \times 5^\circ$) lub też dane punktowe ze statków pogodowych (Ocean Weather Station, Ocean Weather Ship - dalej OWS), wykorzystywano jedno i drugie rodzaje danych. Dane ze statków pogodowych charakteryzowały zmiany TPO zachodzące praktycznie w punktach (początkowo $1 \times 1^\circ$, później $0.1 \times 0.1^\circ$), przy czym lokalizacja statków pogodowych była określona przez potrzeby synoptyki, nie zaś poznania dynamiki zmian TPO na Północnym Atlantyku.

Wartości temperatury i anomalii temperatury z pól $5 \times 5^\circ$ obarczone były dużymi i nieznanymi błędami, jakość danych była silnie uzależniona od liczby pomiarów temperatury wykonanych na powierzchni danego pola w danym miesiącu i rozkładu powierzchniowych punktów pomiarów temperatury na jego powierzchni. Z tego względu, zwłaszcza w wyższych szerokościach (powyżej $48-50^\circ\text{N}$) dodatkowo występowało sezonowe zróżnicowanie jakości danych.

Próby stosowania uśrednień temperatury lub anomalii temperatury powierzchni oceanu z dużych powierzchni, bazujących na polach $5 \times 5^\circ$, wybranych w takich czy innych procedurach i traktowanie ich jako predyktorów (np. "powierzchnie informacyjne" Ugrumova (1981)) do prognozowania długoterminowego dają, jak wynika z analizy literatury, umiarkowanie pozytywne wyniki. Ponieważ takie predyktory (wskaźniki) konstruuje się (oblicza) z dużych powierzchni oceanu reprezentujących akweny różne pod względem dynamiki wód, najczęściej uzyskana w ten sposób wartość średnia temperatury powierzchni oceanu czy anomalii stanowi rezultat przeciwstawnych procesów zachodzących w oceanie (na części obszaru ocieplenie, na innej części tego samego obszaru - ochłodzenie). Nie bardzo wiadomo w efekcie, co (jaki proces) charakteryzuje tak uśredniona wartość. Dla podwyższenia wartości informacyjnej takich średnich badacze wydłużali okresy uśredniania, uzyskując najlepsze rezultaty (współczynniki korelacji z temperaturą powietrza na oddalonych obszarach około $|0.5 - 0.6|$) dla okresów około sześciomiesięcznych. Sprowadza się to do wykrycia tego, że cyrkulacja atmosferyczna i temperatura oceanu wykazuje dwa, korelujące ze sobą, charakterystyczne stany - letni i zimowy. Takiego rodzaju wnioski są jednak oczywiste i do ich uzyskania zbędne są tak pracochłonne i żmudne procedury; nadto przydatność tego rodzaju analiz jest znikoma dla prognoz długoterminowych. Tym niemniej, rezultaty podobnych prac pozwalają sądzić, że rozdzielczość przestrzenna i czasowa analiza powinna być znacznie większa, aby ich wyniki mogły być przydatne dla prognozowania długoterminowego.

Znacznie lepsze wyniki dawały ciągi danych punktowych, pochodzące z OWS, mimo niezbyt korzystnej z punktu widzenia klimatologii lokalizacji niektórych ze statków pogodowych (patrz np. Sadowski, 1990). Niestety, wprowadzanie technik obserwacji satelitarnych doprowadziło, od drugiej połowy lat sześćdziesiątych, do stopniowej eliminacji kosztownych statków pogodowych. O ile w 1947 działało na Północnym Atlantyku 13 OWS, to w 1975 już tylko 4 (Hatch, 1996). Ciągi obserwacyjne TPO wykonywane na pozycjach tych statków ulegały stopniowemu przerywaniu; obecnie działa nieprzerwanie praktycznie tylko jeden statek (MIKE - 66°N, 002°E, Morze Norweskie). Brak możliwości korzystania obecnie z tego rodzaju bieżących danych eliminuje możliwość wykorzystania ich do analiz zależności i konstrukcji prognoz.

W literaturze stosunkowo często spotyka się operowaniem typem (typami) pola temperatury występującym na Północnym Atlantyku. Typologie prezentowane w literaturze wykazują duże zróżnicowanie - od subiektywnych, stosunkowo prostych i ujmujących jedną lub dwie najważniejsze cechy rozkładu przestrzennego temperatury powierzchni oceanu (takie jak typologia Lamba (1978) wyróżniająca typ "zimnego morza" i "ciepłego morza", w zależności od kształtowania się anomalii termicznych w rejonie nowo-fundlandzkim Północnego Atlantyku, czy wyróżniającą 12 typów klasyfikację Ratcliffe'a) po zobiektywizowane, wyznaczone w skomplikowanych procedurach typy pól (np. typologia przedstawiona przez Yurko (1983, 1984), przy której wykorzystano algorytmy porównywania obrazów). Analizując nawet najbardziej skomplikowane typologie pola rozkładu temperatury powierzchni Północnego Atlantyku zauważa się jednak, że w wyniku zastosowanych procedur dochodzi do uśredniania wartości TPO czy anomalii TPO. Typologie takie główny nacisk kładą na podobieństwa rozkładów przestrzennych, ignorując występujące w danym momencie (okresie) konkretne wartości temperatury powierzchni oceanu czy anomalii TPO, zwłaszcza w rejonach występowania ich ekstremalnych wartości. Zmienność anomalii TPO określona jest tam w przedziałach typu: $[0.0 - 0.5]$, $[0.5 - 1.0]$, $[1.0 - 1.5]$, $|\ > 1.5|$, przy czym wychodzenie poza 7 przedziałów należy do rzadkości (3 przedziały wartości ujemnych, zerowy i 3 przedziały wartości dodatnich).

Tym niemniej, prezentowane w literaturze typologie pola temperatury wykazują istnienie na obszarze Północnego Atlantyku głównych i drugorzędnych rejonów, w których skupiają się centra zmienności TPO. Centra te wykazują wyraźny związek z akwenami, na których w wyniku zachodzących zmian cyrkulacji oceanicznej i współdziałania termicznego powierzchni oceanu z atmosferą, dochodzi do dużych międzymiesięcznych i międzyrocznych zmian TPO. Wokół tych akwenów rozpościerają się inne akweny, na których wielkości zmian stają się mniejsze, stopniowo wygasając. Zasięg zmian w przestrzeni i wielkości gradientów uzależnione są od wartości anomalii i jej znaku w centrach zmienności TPO.

Jeśli zastosować analogie, między polem rozchodzących się sygnałów niosących informację a pochodzących ze źródeł o różnej lokalizacji (np. fal elektromagnetycznych), a polem temperatury, to głównych źródeł sygnału należy oczekiwać w tych miejscach, gdzie jego moc/amplituda jest największa. Pomiedzy źródłami sygnałów wystąpią obszary, w których zachodzi jedynie ich interferencja mogąca dać dodatkowy sygnał, który jednak będzie niósł informację wtórną (nie niosącą większej ilości informacji w stosunku do informacji emitowanej przez rzeczywiste źródła sygnałów). Jedynie w pewnych szczególnych przypadkach (zgodność częstotliwości i przeciwieństwo fazy sygnału źródeł) sygnał zinterferowany może mieć większą moc. Odnosząc to ostatnie do pola temperatury powierzchni oceanu można stwierdzić, że w tym przypadku powinny w polu temperatury powierzchni oceanu kształtować się wyjątkowo silne poziome gradienty temperatury między źródłami sygnału.

Takie podejście sugeruje, że można odejść od analizy pola jako całości, a skupić się na określe- niu (znalezieniu) akwenów stanowiących źródła sygnałów niosących informację o głównych cechach pola temperatury Północnego Atlantyku. W przypadku znalezienia takich akwenów, ich wzajemny stan, opisany przez występujące w każdym z nich wartości anomalii TPO będzie mógł być traktowany również jako uproszczony zapis wykształcenia cech pola jako całości, choć kształt (obraz) tego pola będzie dalej ignorowany. Analiza korelacji między wskaźnikiem NAO a wartościami anomalii TPO występującymi na tych akwenach powinna wykazać, czy rzeczywiście występują związki między zmiennością anomalii temperatury powierzchni wody a wskaźnikiem NAO, zaś w przypadku, jeśli związki takie występują, wskażą te akweny, na których zmienność ich stanu termicznego odgrywa najistotniejszą rolę w kształtowaniu zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku.

Kierując się przesłankami rysującymi mechanizmy związków między zasobami ciepła w oceanie i wielkością strumieni ciepła z oceanu do atmosfery a modyfikacją cyrkulacji atmosferycznej (Sukhovej 1977, Savčenko i Nagurnyj 1987) oraz ogólną znajomością cyrkulacji oceanicznej, autor wytypował do szczegółowych badań kilka obszarów, w obrębie których przeprowadził analizę zmienności sezonowej temperatury wody i miesięcznej zmienności temperatury wody z roku na rok na obszarze Północnego Atlantyku.

Były to fragmenty Morza Sargassowego, rejon Atlantyku na wschód i południowy wschód od Przylądka Hatteras, Rejon Nowo-Fundlandzki (45-35°N, 55-45°W - delta Golfstromu), rejon początko- wego działania Prądu Północnoatlantyckiego (45-35°N, 45-35°W) i akweny położone na północ i południe od tego obszaru (56-32°N) oraz rejon wypływu zimnych wód Prądu Labradorskiego na E od Nowej Fundlandii (45-52°W, 50-58°N).

Dalej do badań wytypowano akweny podejścia Prądu Północnoatlantyckiego do Kanału Farero- Szetlandzkiego (rejon 60-56°N, 12°W-0°), rejon odchodzenia wód Prądu Północnoatlantyckiego ku SE, w kierunku wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego (46-40°N, 26-16° W), rejon przy wybrzeżach Pół- wyspu Iberyjskiego i Północnej Afryki (44-32°N, 16-10°W) i wreszcie akwen znajdujący się wewnątrz cyklonalnej cyrkulacji wód na północ od Prądu Północnoatlantyckiego (50-56°N, 34-26°W).

Badania, prowadzone w gridach 2x2°, ograniczone do ciągów 23-letnich⁷ (1970-1992) sprowa- dzały się do znalezienia powierzchni charakteryzujących się największymi zmianami temperatury wody. Aby wykluczyć wpływ czynnika zmienności sezonowej, badano zmienność anomalii temperatury wody w poszczególnych miesiącach, miast surowych temperatur wody. Anomalie temperatury wody rozumiane są dalej jako odchylenia średniej temperatury miesięcznej powierzchni oceanu w danym gridzie od ich wieloletniej średniej miesięcznej temperatury z okresu 1950-1979. Wobec faktu, że średnie wieloletnie TPO z tego okresu zawierają w sobie również składnik trendu długookresowego i nieznaną wielkość zmienności TPO w okresie wielolecia, nie standaryzowano wielkości anomalii. Działanie takie wydaje się tym bardziej uzasadnione, że średnie wieloletnie pochodzą z jednego okresu (1950-1979) gdy temperatury wody obejmują okres odmienny (1970-1992). Wielkość odchy- lenia standardowego anomalii w poszczególnych gridach z okresu 1970-1992 z całą pewnością nie odpowiada zmienności TPO z okresu 30-lecia 1950-1979, o czym świadczą rozkłady znaków anomalii TPO. Anomalię TPO w danym gridzie opisuje znak i surowa wielkość odchylenia od średniej wielo- letniej w danym miesiącu, wyrażona w stopniach Celsjusza.

⁷ Ograniczenie długości ciągów do lat 1970-1992 wynikało z tego, że prace nad tym zagadnieniem autor roz- począł w roku 1993-1994. W tym okresie dostępne były dane do roku 1992.

Pierwszy etap badań doprowadził do znalezienia powierzchni, charakteryzujących się występowaniem największych wartości anomalii w poszczególnych miesiącach na wymienionych obszarach oceanu (każdy akwen z osobna). Powierzchnie te tworzyły pola obejmujące od kilku do kilkunastu - dwudziestu kilku gridów, wykazujących lub nie wykazujących łączności przestrzennej. Wyznaczone w ten sposób gridy poddano drugiemu etapowi badań. Drugi etap polegał na badaniu wzajemnych korelacji między wytypowanymi gridami w każdym z obszarów (odrębnie). Do dalszych badań wytypowano te gridy, które wykazywały najsilniejsze korelacje z największą liczbą gridów znajdujących się w danym obszarze. Zredukowało to liczbę gridów do dalszej analizy do 3 - 8 w każdym z obszarów.

Trzeci etap analizy sprowadził się do określenia korelacji między anomaliami temperatury w tych samych miesiącach (ciąg 22-letni) między wytypowanymi gridami ze wszystkich obszarów. Przeprowadzona analiza wykazała, że między niektórymi wyróżnionymi w drugim etapie analizy gridami reprezentującymi określone akweny Północnego Atlantyku występują w niektórych miesiącach silne synchroniczne korelacje, stanowiące efekt współoddziaływania cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej. Do dalszych badań starano się przyjąć w pierwszej kolejności te, w których współczynniki korelacji z pozostałymi były najmniejsze⁸ ($R < |0.4|$). Była to w tym względzie procedura odwrotna, do tej, jaką przeprowadził Ugryumov (1981), poszukując, jak to nazwał "powierzchni informacyjnych". Jednak, w kilku przypadkach, dla pewności, że opis pola zostanie prawidłowo zachowany, zaszła konieczność uwzględnienia również gridów, między którymi występujące korelacje były silne ($R \sim |0.45 - 0.65|$). Były to cztery gridy, o których będzie mowa dalej.

Omówiona pokrótce procedura zredukowała dalszą liczbę gridów uwzględnianych w analizie, z ponad sześćdziesięciu, które pozostały po drugim etapie, do dziesięciu po trzecim etapie.

Ze względu na wspomniany już wcześniej brak danych nie można było przeprowadzić analizy na N od równoleżnika 60°N. Zdaniem autora znajdują się tam cztery akweny (?): Morze Grenlandzkie (70-66°N, 12-8°W), Morze Norweskie (68°N, 10-06°E), rejon Prądu Zachodniospitsbergeńskiego (76-72°N, 14-08°E) i wschodnia część Morza Barentsa (72-68°N, 36-42°E)), w których powinno przeprowadzić się podobną analizę.

4.2. Gridy kontrolne

Przeprowadzona analiza pozwoliła ograniczyć liczbę analizowanych gridów do dziesięciu, posiadających największe znaczenie dla scharakteryzowania stanu pola temperatury i jego ewolucji na Północnym Atlantyku. Gridy te dalej będą nazywane "gridami kontrolnymi". Każdy z wyróżnionych gridów kontrolnych charakteryzuje zmiany stanu termicznego znacznie większej od niego, względnie jednorodnej pod względem termiki, powierzchni oceanu.

Gridy kontrolne są opisane przez trzy współrzędne: położenie w czasie (moment), dalej określony jako numer kolejny miesiąca oraz położenie w przestrzeni - współrzędne geograficzne określające położenie ich punktu centralnego. Ponieważ wszystkie "gridy kontrolne" mają jednakową szerokość geograficzną (N) i jednakową długość geograficzną (W), nie zachodzi w tej pracy potrzeba stosowania

⁸ Tego rodzaju podejście wynika ze sformułowanej wcześniej hipotezy roboczej, która zakłada, że jako model zależności wykorzystywać się będzie regresję wielokrotną. Przyjmowanie w równaniach regresji wielokrotnej silnie skorelowanych ze sobą zmiennych niezależnych prowadzi do wystąpienia redundancji (nadmiarowości; patrz: Jajuga 1993, Schönwiese 1992), ze wszystkimi dalszymi tego zjawiska konsekwencjami.

znaku określającego ich długość czy szerokość. Dla wygody zmieniono w notacji gridu kolejność podawania współrzędnych - pierwszą jest wartość długości geograficznej. Notacja położenia gridu jest następująca:

MM[DD,SS],

gdzie: MM - nr miesiąca,

DD - długość geograficzna (pełne stopnie),

SS - szerokość geograficzna (pełne stopnie).

Przykładowa notacja gridów: 08[40,40], 01[10,60], 11[40,32], oznacza grid z sierpnia o współrzędnych 40°W, 40°N, grid ze stycznia o współrzędnych 10°W, 60°N, grid z listopada o współrzędnych 40°W, 32°N.

Do konkretnego gridu przypisane są wartości charakteryzujące właściwości jego pola temperatury wody. Dodatkowe oznaczenie literowe AN oznacza wartość anomalii temperatury powierzchni wody w danym miesiącu, TT - temperatury powierzchni wody. W ten sposób AN09[10,60] = -1.21 oznacza, że podana wartość (-1.21) stanowi anomalię temperatury wody we wrześniu w gridzie 10°W, 60°N.

Wykryte w przestrzeni "gridy kontrolne" to:

[76,34] - grid położony na SE od Cape Hatteras, przez który przepływa pasmo najcieplejszej wody Golfstromu (wody pochodzące z Prądu Florydzkiego), przed jego odejściem od strefy przybrzeżnej kontynentu północnoamerykańskiego w kierunku delty Golfstromu. Stan termiczny tych wód określa (wraz i innymi czynnikami) lokalizację obszarów zimowej cyklonogenezy nad Północnym Atlantykiem (Marsz, 1997) oraz determinuje trajektorie centrów układów niżowych, powstałych w strefie przybrzeżnej wschodniego wybrzeża USA. W zależności od stanu termicznego tego gridu kształtuje się, po upływie pewnego czasu, pole temperatury wody w szeregu innych gridach ([40,40], [40,34], [50,52] ...) oraz na innych powierzchniach oceanu, na których gridy kontrolne nie zostały wyznaczone.

[60,30] - grid położony w centralnej części Morza Sargassowego, na ESE od Bermudów, reprezentujący mało ruchliwe wody, zalegające wewnątrz kręgu cyrkulacji antycyklonalnej Północnego Atlantyku. Temperatura powierzchni wody i jej anomalie w tym rejonie mają wpływ na rozmiary zasięgu ku zachodowi oraz ciśnienie atmosferyczne w zachodniej części Antycyklonu Azorskiego (Yurko 1984). Wzrost ciśnienia w tej części Antycyklonu Azorskiego aktywizuje Golfstrom i zmniejsza w chłodnej porze roku straty ciepła jego wód w trakcie transportu. Ma to wpływ na kształtowanie się zimowych i wiosennych zasobów ciepła w delcie Golfstromu (południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego), w której następuje podział wód Golfstromu na wody wchodzące w Prąd Północnoatlantycki i wody zawracające do NE części Morza Sargassowego (Baryševskaya i Sinkevič 1979). Zasoby ciepła południowej części wód Rejonu Nowo-Fundlandzkiego w znacznej mierze determinują cyrkulację atmosferyczną nad NW Atlantykiem i Morzem Labrador, przyczyniając się do wzrostu lub spadku aktywności Prądu Labradorzkiego (Marsz 1997). Wzrost zasobów ciepła w Morzu Sargassowym ponad

średnią klimatyczną prowadzi do zaostrzenia południkowych gradientów temperatury powierzchni oceanu w zachodniej części Północnego Atlantyku, co z kolei stanowi czynnik sprzyjający rozwojowi silnej cyrkulacji strefowej nad zachodnią i środkową częścią Północnego Atlantyku.

[50,52] - grid położony na wschód od Belle Isle (rejon na ENE od Nowej Fundlandii), w strefie brzeżnej wypływu wód Prądu Labradorского. Masywne i długotrwałe ujemne anomalie termiczne występują w tym gridzie na skutek zwiększenia zimowej i wiosennej aktywności Prądu Labradorского oraz zwiększonego zimowego wychłodzenia wód w zachodniej części Morza Labrador. Temperatura wód w tym gridzie ma bezpośredni wpływ na zimową i wiosenną cyrkulację atmosferyczną nad NW Atlantykiem. Słabszy, lecz wyraźny wpływ stanu termicznego Morza Labrador zaznacza się również na letnią i jesienną cyrkulację atmosferyczną nad całym Północnym Atlantykiem. Anomalie wiosenne i letnie, występujące w tym gridzie są ujemnie skorelowane z anomaliami okresu od lutego do kwietnia występującymi w gridzie [76,34] - Golfstrom.

[40,34] - grid położony na południe od początkowej partii Prądu Północnoatlantyckiego, w kręgu antycyklonalnej cyrkulacji wód Północnego Atlantyku. Wartość temperatury wody i anomalii temperatury wody w tym gridzie określa, wraz z gridami leżącymi na północ od niego, południkowy gradient temperatury podłoża. Od wielkości tego gradientu uzależnione jest m.in. natężenie przenosu zachodniego w szerokościach 38-50°N środkowej części Północnego Atlantyku. Sama temperatura (anomalia temperatury) wody w rejonie występowania tego gridu, oprócz tego, że określa zasoby ciepła, mające wpływ na tempo transformacji mas atmosferycznych napływających z NW, wskazuje na wielkość przepływu ciepłych wód w Prądzie Północnoatlantyckim (ujemna - zwiększony, dodatnia - zmniejszony). Grid ten w części kontroluje dopływ wód z delty Golfstromu (Rejonu Nowo-Fundlandzkiego Atlantyku) do NE części Morza Sargassowego (Baryševskaya i Šinkevič 1979, Baryševskaya 1982). Wody przechodzące przez ten rejon z opóźnieniem 3-5 miesięcy docierają będą do NE części Morza Sargassowego (Baranov 1979, 1984a), określając przyszłe zasoby ciepła w tej części Morza Sargassowego.

[40,40] - grid położony we wschodniej części delty Golfstromu, na południe od osi Prądu Północnoatlantyckiego. Wartość temperatury wody i anomalii temperatury wody w tym gridzie określa przyszły zasób ciepła w Prądzie Północnoatlantyckim. Ma on wpływ na rozmiary cyklonogenezy i prędkość spadku ciśnienia w układach niżowych nad tym obszarem oraz tempo transformacji napływających nad ten akwen z NW mas atmosferycznych (Golubev 1975). Pośrednio informuje również o położeniu osi Prądu Północnoatlantyckiego, która w tym rejonie zmieniać się może w dość szerokich granicach (Baranov 1984b, Baryševskaya i Šubenko 1983).

[40,52] - grid położony na północ od Prądu Północnoatlantyckiego, w pobliżu wschodniego zasięgu oddziaływania chłodnych wód Prądu Labradorского oraz anomalii temperatury wody związanych z zimowym wychłodzeniem wód spowodowanych zwiększoną aktywnością cyrkulacji

atmosferycznej nad NW Atlantykiem (Sukhovej 1977, Marsz 1997). Razem z gridem [40,34] i [40,40] określa południkowy gradient temperatury podłoża. Anomalie temperatury powierzchni wody w tym rejonie, poprzez skomplikowane procesy wymiany ciepła między oceanem, a atmosferą posiadają wpływ na powtarzalność lokalizacji wierzchołka/doliny fal długich (górną planetarną strefy frontalnej) w środkowej troposferze (Prosekina i Ugryumov 1975, Nagurnyj 1982). Anomalie TPO występujące w tym gridzie są w okresie wiosny skorelowane ujemnie z anomaliami występującymi na Morzu Sargassowym (grid [60,30]), oraz z odpowiednim przesunięciem w czasie (opóźnieniem) - dodatnio z anomaliami występującymi na Prądzie Labradorским (grid [50,52]).

[30,54] - grid położony wewnątrz północno-wschodniej pętli Prądu Północnoatlantyckiego (między płynącym na wschód Prądem Północnoatlantyckim, a płynącą na zachód jego ciepłą odnogą - Prądem Irmingera, cyrkulacja cyklonalna). W tym rejonie panuje względny "bezruch" poziomy wody, na dużą skalę natomiast rozwijają się pionowe ruchy wód, powodowane wymianą ciepła z atmosferą. Silna konwekcja odbywa się tam na tle ogólnego, powolnego wynoszenia ku powierzchni wód głębinowych (sięgającego 2000 m, patrz Privalova 1967). Wynoszenie chłodnych wód głębinowych ulega przyspieszeniu po wzroście częstości występowania wiatrów zachodnich nad tym akwenem i na południe od niego (efekt przenosu ekmanowskiego). Anomalie TPO występujące w tym gridzie są jednak głównie natury wychłodzeniowej - wzrost prędkości wiatru w okresie zimowym nad tą częścią Północnego Atlantyku, poprzez zwiększony pobór ciepła z powierzchni oceanu, przyczynia się do powstawania tam anomalii ujemnych (Golubev 1975). Występowanie dodatnich anomalii TPO na akwenie, który ten grid charakteryzuje, wiąże się z występowaniem wzmożenia cyrkulacji południkowej nad środkową częścią Północnego Atlantyku; ujemnych - ze wzmożeniem natężenia przenosu strefowego.

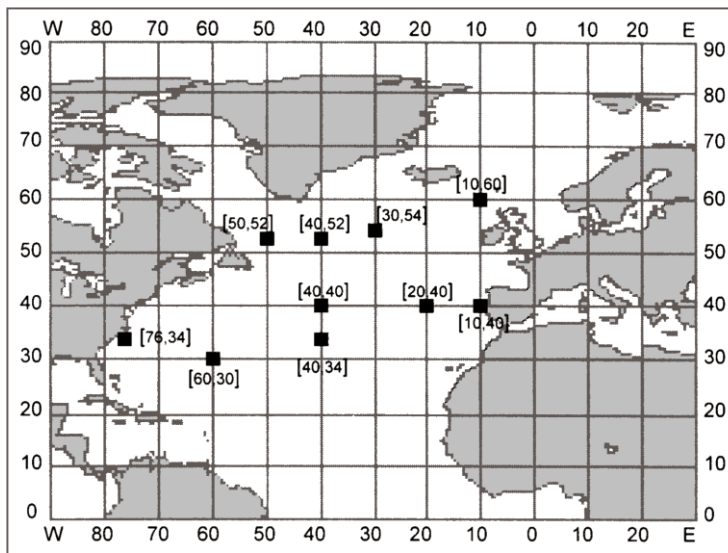
[20,40] - grid położony na południe od osi gałęzi Prądu Północnoatlantyckiego, kierującego się na E - SE, w kierunku wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego i dalej w kierunku Prądu Kanaryjskiego. Zmiany temperatury wody w tym gridzie charakteryzują zwiększenie lub zmniejszenie się ilości transportowanych wód na E-SE. Tym samym informują o tym, czy następuje skierowanie części wód z Prądu Północnoatlantyckiego na SE (anomalia ujemna), co skutkuje zmniejszeniem przepływu Prądu Północnoatlantyckiego w strefie długości geograficznych 20-10°W. Wystąpienie anomalii dodatniej w tym gridzie wskazuje, że przepływ w Prądzie Północnoatlantyckim może być większy niż przeciętnie.

Stan termiczny wód rejonu reprezentowanego przez ten grid, wraz z wartościami innych gridów (np. [10,40]), ma wpływ w niektórych miesiącach na kształtowanie się zasięgu Antycyklonu Azorskiego ku N oraz tworzenia się wczesno-zimowych blokad nad Europą Środkową i Półwyspem Skandynawskim. Te ostatnie występować będą, gdy w szerokościach 40°N po wschodniej stronie Północnego Atlantyku wystąpią jesienią masywne dodatnie anomalie TPO.

[10,40] - grid położony u wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego (Prąd Luzytański). Stan termiczny tego gridu wraz z gridem [20,40] określa zasób ciepła w wodach bezpośrednio przy zachodnich wybrze-

zach Europy. Wraz z gridem [10,60] określa południkowy gradient temperatury wody we wschodniej części Północnego Atlantyku. Wystąpienie ujemnych anomalii temperatury w tym gridzie, podobnie jak w gridzie [20,40] wskazuje na zmniejszenie (osłabienie) przepływu w Prądzie Północnoatlantyckim na wschód od południka 20-15°W, również na aktywizację początkowych odcinków Prądu Kanaryjskiego. Poważne znaczenie posiada zmiana znaku anomalii TPO od wiosny (marzec - maj) do jesieni (wrzesień - październik), wskazująca pośrednio (poprzez wystąpienie zjawiska upwellingu i tym samym wystąpienie ujemnych anomalii TPO) na lokalizację Antycyklonu Azorskiego przy wybrzeżach Europy i jego intensywność.

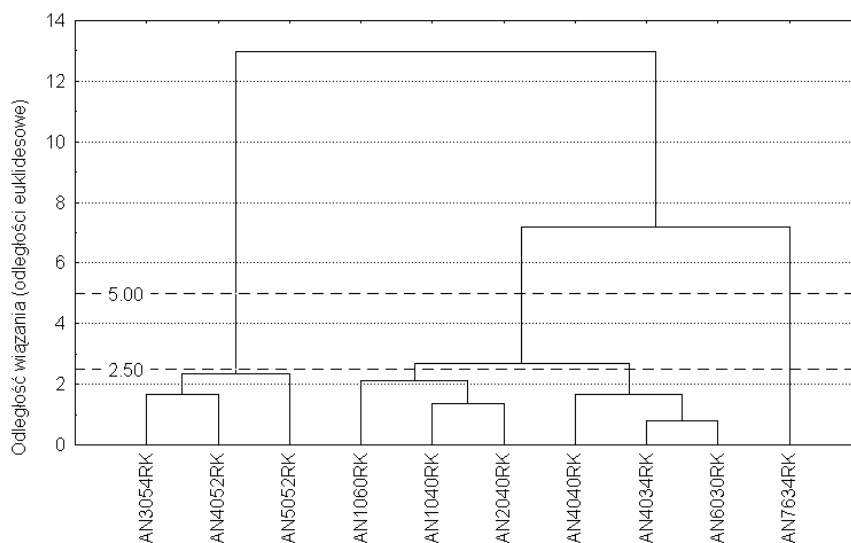
[10,60] - grid położony w zachodniej części strumienia wód końca Prądu Północnoatlantyckiego, tuż przed wejściem tych wód w Kanał Farero-Szetlandzki i Farero-Islandzki. Termika tego gridu charakteryzuje zasób ciepła w wodach znajdujących się na N od Wysp Brytyjskich. Stan termiczny tych wód określa również przyszyły zasób ciepła w Prądzie Norweskim, a tym samym pojawienie się lub nie, anomalii temperatury wody na Morzu Norweskim, później na Morzu Barentsa i/lub w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim. Termika wód w tym rejonie wywiera poważny, choć wyraźnie opóźniony, wpływ na rozmiary cyklonogenezy i regeneracji układów niżowych nad Morzem Norweskim i Barentsa oraz przebiegi trajektorii układów niżowych w tym rejonie (Savčenko i Nagurnyj 1987, Ugrjumov 1981, Global Historical Fields 1994, ...).



Ryc. 3. Lokalizacja gridów kontrolnych na powierzchni Północnego Atlantyku

Lokalizację wyznaczonych gridów kontrolnych przedstawia rycina 3. Najogólniejsze wyobrażenie o charakterze podobieństw kształtowania się anomalii TPO w wyznaczonych gridach może dać analiza przebiegu rocznych wartości anomalii TPO w nich występujących (1970-1998). Analiza skupień (prze-

prowadzona metodą Warda) wykazuje występowanie trzech indywidualnych grup skupień (ryc. 4). Pierwsze skupienie (na poziomie grupowania > 5.0) tworzy jeden grid - [76,34] - Golfstrom, stanowiący wyraźne indywidualium, niepodobne pod względem kształtowania się anomalii do żadnej z wyróżniających się pozostałych grup. Drugie skupienie tworzą gridy leżące na południe od Prądu Północnoatlantyckiego; są nimi: [60,30] - Morze Sargassowe, [40,34] - rejon odchodzenia ciepłych wód z delty Golfstromu na SE do NW części Morza Sargassowego, [40,40] - wschodnia część delty Golfstromu, [20,40] - wody na NE od Azorów, [10,40] - wody przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego oraz grid [10,60] - wody Prądu Północnoatlantyckiego na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej. Skupienie to jest niejednorodne - tworzą go dwa skupienia o niższej randze taksonomicznej (poziom grupowania < 2.5), jedno z nich grupuje gridy charakteryzujące wody tropikalne i subtropikalne zachodniej części Północnego Atlantyku, drugie - wody wschodniej części Północnego Atlantyku (patrz ryc. 4). Trzecie skupienie tworzą gridy położone w szerokościach pięćdziesiątych Północnego Atlantyku, leżące na północ od Prądu Północnoatlantyckiego - są nimi [50,52] (wody Morza Labrador, znajdujące się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego), [40,52] (wody leżące na N od delty Golfstromu) i grid [30,54] (wody znajdujące się wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku).



Ryc. 4. Wyniki grupowania (analiza skupień, metoda Warda) przebiegu wartości rocznych anomalii temperatury powierzchni oceanu w gridach kontrolnych

Analiza skupień wykazuje występowanie tu wyraźnego porządku geograficznego (przestrzennego) w kształtowaniu się charakteru anomalii zasobów ciepła na Północnym Atlantyku, zwłaszcza silną odrębność reżimu termicznego wód leżących na północ od Prądu Północnoatlantyckiego od wód leżących na południe od tego Prądu. Choć termika Golfstromu bliższa jest termice wód leżących na południe od Prądu Północnoatlantyckiego, to charakter rozkładu anomalii występujących na tym Prądzie jest odmienny od anomalii kształtujących się na wszystkich pozostałych akwenach.

4.3. Anomalie TPO w gridach kontrolnych a wartości wskaźników NAO Hurrella

Kształtowanie się zmian zasobów ciepła w wodach powierzchniowych na Północnym Atlantyku stanowi wynik skomplikowanych procesów, zachodzących w wyniku działania procesów występujących w oceanie, jak i oddziaływania procesów atmosferycznych na jego powierzchnię. Oddzielenie od siebie obu tych składowych nie wydaje się możliwe. Dodatkowo sprawę komplikuje fakt, że występujące tu procesy charakteryzują się skrajnie zróżnicowanymi skalami czasowymi ich funkcjonowania. Wobec wielkiej inercji termicznej oceanu należy oczekiwać, że rozkład i wartości anomalii TPO mogą stanowić, oprócz efektów działania innych procesów, zarówno skutek funkcjonowania NAO w przeszłości, jak i przyczynę wywierającą wpływ, lub nawet kreującą, znak i wartość wskaźnika NAO w przyszłości.

Duża trwałość anomalii temperatury wody powodowanych przez termiczne i dynamiczne oddziaływanie zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem powoduje, że obserwuje się przenoszenie skutków cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej występującej w jednym roku na charakter pola TPO w roku następnym. Przenoszenie skutków nie jest jednolite w czasie i przestrzeni. Stosunkowo najłatwiej wykazać to, przedstawiając korelacje, jakie zachodzą między wielkościami miesięcznych anomalii TPO w poszczególnych gridach kontrolnych, a wartościami wskaźnika NAO. Zmusza to jednak do przeprowadzenia analizy związków anomalii TPO występujących w gridach kontrolnych ze wskaźnikami NAO w co najmniej trzech przekrojach czasowych:

1. korelacji występujących między wskaźnikami NAO Hurrella z poprzedniego roku (rok o numerze $r-1$), a anomaliami TPO występującymi w roku następującym po poprzedzającym (rok o numerze r),
2. korelacji występujących między wskaźnikami NAO Hurrella, a anomaliami TPO występującymi w tym samym roku (lata o tych samych numerach - r),
3. korelacji występujących między wartościami anomalii TPO z roku r a wartościami wskaźnika NAO, które wystąpią w roku następnym (roku o numerze $r+1$).

Analiza wymieniona w punkcie 1 pozwoli określić ewentualne skutki wzmoczonej lub osłabionej zimowej cyrkulacji strefowej występującej nad Północnym Atlantykiem dla kształtowania się anomalii TPO w roku następnym. Badanie związków wymienionych w punkcie 2 pozwala na określenie wpływu zimowej cyrkulacji atmosferycznej, opisaną przez wskaźnik NAO Hurrella, występującej nad Północnym Atlantykiem na kształtowanie się rozkładu w czasie i przestrzeni anomalii TPO w tym samym roku, z którego pochodzi wskaźnik NAO. Ostatni etap analizy (punkt 3) pozwala na określenie tych akwenuów, na których anomalie TPO z określonych momentów występujących w danym roku, mogą wywierać statystycznie istotny wpływ na znak i wartość wskaźnika NAO, który wystąpi w następnym roku.

Przeprowadzona analiza korelacji wartości wskaźnika NAO z anomaliami TPO o większych (ponad ± 1 rok) przesunięciach czasowych wykazała, że brak w tym przypadku korelacji istotnych statystycznie, a rysujące się podwyższone, choć nieistotne, współczynniki korelacji wiążą się z występującą quasi-okresowością niektórych zależności.

4.3.1. Związki między znakiem i wartością wskaźnika NAO Hurrella w danym roku (r) a anomaliami TPO, które wystąpią w roku następnym (r+1)

Dla poznania związków, jakie zachodzą między wskaźnikiem NAO występującym w roku poprzedzającym (r-1) a anomaliami TPO w wyznaczonych gridach kontrolnych, występującymi w następnym roku (rok r), przeprowadzono rachunek korelacyjny między szeregiem kolejnych wartości wskaźnika NAO J. Hurrella, rozpoczynającym się od roku 1969 (1969-1997) a szeregami wartości miesięcznych anomalii TPO, rozpoczynających się od roku 1970 (01.1970 - 12.1998). Każdorazowo korelowano ze sobą szeregi liczące 29 par wartości; dla n = 29 wartość współczynnika korelacji, który osiąga próg przypuszczalnej istotności statystycznej ($p < 0.05$) jest równa w przybliżeniu |0.368|. Wyniki przeprowadzonej analizy korelacyjnej zestawiono w tabeli 6.

Tabela 6

Wartości współczynników korelacji liniowej występujących między wartościami wskaźnika NAO Hurrella (1995) z roku poprzedzającego (r-1) a miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych występującymi w danym roku (r). Ciąg wskaźników NAO z lat 1969-1997, ciągi wartości miesięcznych anomalii TPO z lat 1970-1998. Wartość górna w wierszu - współczynnik korelacji, wartość dolna - poziom istotności. Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$ wydrukowano pogrubioną czcionką

Grid	Korelacja wskaźnika NAO z poprzedniego roku z anomalią TPO w miesiącu											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
76,34	0.188	0.379	0.287	0.313	0.640	0.360	0.409	0.141	0.031	0.061	0.132	0.048
	0.328	0.043	0.131	0.098	0.000	0.055	0.027	0.465	0.872	0.752	0.497	0.805
60,30	0.342	0.358	0.387	0.409	0.193	0.192	-0.058	-0.077	-0.026	0.084	0.152	0.205
	0.070	0.057	0.038	0.028	0.316	0.318	0.765	0.689	0.894	0.667	0.431	0.286
50,52	-0.506	-0.427	-0.486	-0.393	-0.439	-0.497	-0.518	-0.299	-0.305	-0.252	-0.234	-0.280
	0.005	0.021	0.007	0.035	0.017	0.006	0.004	0.116	0.107	0.187	0.266	0.140
40,34	0.321	0.418	0.442	0.389	-0.123	0.035	0.078	0.039	0.093	0.198	0.383	0.419
	0.090	0.024	0.016	0.037	0.524	0.857	0.688	0.841	0.630	0.302	0.040	0.024
40,40	0.290	0.306	0.319	0.345	0.230	-0.109	-0.257	-0.144	0.290	0.318	0.420	0.526
	0.127	0.107	0.092	0.067	0.230	0.573	0.178	0.455	0.127	0.092	0.023	0.003
40,52	-0.611	-0.413	-0.410	-0.374	-0.255	-0.257	-0.353	-0.141	-0.166	-0.183	-0.249	-0.188
	0.000	0.026	0.027	0.046	0.181	0.178	0.060	0.469	0.390	0.343	0.193	0.327
30,54	-0.414	-0.457	-0.479	-0.604	-0.417	-0.255	-0.183	-0.231	-0.145	-0.262	-0.240	-0.332
	0.026	0.013	0.009	0.001	0.024	0.182	0.342	0.228	0.452	0.170	0.210	0.079
20,40	0.107	0.065	-0.054	-0.093	-0.050	0.287	0.226	0.020	-0.022	-0.157	-0.228	-0.081
	0.581	0.739	0.782	0.632	0.798	0.131	0.239	0.917	0.910	0.417	0.235	0.678
10,40	0.331	0.124	0.002	0.014	0.100	0.223	0.263	0.101	-0.115	-0.272	-0.300	-0.068
	0.080	0.521	0.990	0.941	0.605	0.246	0.168	0.603	0.553	0.153	0.113	0.727
10,60	-0.107	-0.295	-0.253	-0.225	0.038	-0.124	0.313	0.141	0.098	-0.268	-0.088	-0.218
	0.579	0.121	0.185	0.242	0.847	0.521	0.098	0.465	0.612	0.117	0.648	0.255

Analiza rozkładu wartości współczynników korelacji, zestawionych w tabeli 6 pozwala na wysnuć wniosek, że oddziaływanie charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem na kształtowanie się termiki jego wód w roku następnym jest stosunkowo silne i wykazuje dodatkowo wyraźne uporządkowanie w czasie i w przestrzeni.

Nie obserwuje się występowania korelacji, które przekraczałyby próg istotności statystycznej po wschodniej stronie Północnego Atlantyku (gridy [20,40], [10,40] i [10,60]), co pozwala na sformułowanie wniosku, że skutki zmian wartości i znaku wskaźnika NAO zimą roku r znajdują odbicie w roku $r+1$ na akwenach zachodniej i centralnej części oceanu. Zdecydowana większość korelacji wykazujących istotność statystyczną występuje ze średnimi miesięcznymi anomaliami TPO pochodzącymi z miesięcy zimowych i wiosennych, głównie od stycznia do maja (21 przypadków na 28 przypadków wystąpienia korelacji przekraczających próg $p < 0.05$).

W danych gridach kontrolnych, wszystkie istotne statystycznie współczynniki korelacji mają taki sam znak, co oznacza występowanie na danym akwenie jednolitości związku, bez zmiany jego fazy w funkcji czasu. Pod względem znaków współczynników korelacji, widoczne jest zdecydowane zróżnicowanie akwenów, zgodne zresztą z przeprowadzoną wcześniej analizą skupień. Golfstrom i akweny położone na południe od Prądu Północnoatlantyckiego wykazują występowanie związków jednoimiennych (dodatnie współczynniki korelacji), akweny położone na północ od Prądu Północnoatlantyckiego wykazują występowanie związków przeciwnych (ujemne współczynniki korelacji).

Wystąpienie dodatniej fazy NAO w okresie zimy roku r pociąga za sobą wystąpienie dodatnich anomalii TPO w roku $r+1$ (następnym) na Golfstromie (grid [76,34]), na Morzu Sargassowym (grid [60,30]), na akwenie, przez który "odchodzą" ciepłe wody z delty Golfstromu na SE (grid [40,34]) oraz we wschodniej części delty Golfstromu (grid [40,40]). Wystąpienie ujemnej fazy NAO na tych samych akwenach pociąga za sobą wystąpienie w następnym roku anomalii ujemnych.

Okres wystąpienia silniejszych związków, między stanem termicznym Golfstromu a wartością i znakiem wskaźnika NAO z poprzedniego roku ogranicza się od lutego do lipca, przy czym istotne statystycznie związki występują w lutym ($r = +0.38$), maju (+0.64) i lipcu (+0.41), natomiast w pozostałych miesiącach tego okresu wartości współczynników korelacji są podwyższone.

Fakt, że w pierwszej połowie roku, następującego po roku, w którym zimowy wskaźnik NAO osiąga większe wartości dodatnie, intensywność Golfstromu wydatnie wzrasta, jest powszechnie znany i omawiany w licznych pracach oceanograficznych. Intensyfikacja Golfstromu obejmuje zarówno wzrost przepływów, jak i wzrost temperatury przenoszonych przez Golfstrom wód. Zależność ta tłumaczona jest tym, że w okresie zim, w których występuje dodatnia faza NAO wzrasta prędkość wiatrów nad centralną częścią Północnego Atlantyku. Pociąga to za sobą wzrost wychłodzenia wód i tym samym wzrost ich gęstości, co na południowym obrzeżu obszaru wychłodzonych wód skutkuje odpowiednim wzrostem składowej geostroficznej prądu, czyli przyspieszeniem ruchu wód na E. Ten sam wzrost prędkości wiatru zwiększa przenos ekmanowski (skierowany na SE-E). Jedno i drugie powoduje deficyt wody w rejonie delty Golfstromu, co pociąga za sobą ułatwienie przepływu wód w tym prądzie (wzrost nachyleń podłużnych). Opóźnienie działania całego łańcucha przyczynowo-skutkowego jest bardzo duże, sięgające roku.

Bardziej skomplikowane i jednocześnie trudniejsze do wyjaśnienia jest występowanie opóźnionych o rok w stosunku do wystąpienia dodatniej fazy NAO dodatnich anomalii TPO na Morzu Sargassowym (grid [60,30]), na akwenie kontrolującym odchodzenie wód z delty Golfstromu na SE (grid [40,34]) i we wschodniej części delty Golfstromu (grid [40,40]).

Anomalie TPO na Morzu Sargassowym wykazują słaby związek ($r \sim +0.4$) z zimowym wskaźnikiem NAO sprzed roku tylko w dwu miesiącach - marcu i kwietniu. Korelacje przekraczające poziom istotności $p < 0.05$ między wskaźnikiem NAO z poprzedniego roku a anomaliami TPO w gridzie [40,34] są odmiennie rozłożone w czasie niż występujące na Morzu Sargassowym, tworząc dwa wyraźne

skupienia - wiosną (w lutym, marcu i kwietniu) oraz z początkiem zimy (listopad i grudzień). Siła tych związków jest niewielka, wartości współczynników korelacji niewiele różnią się, zawierając się w granicach od +0.38 do +0.44. We wschodniej części delty Golfstromu (grid [40,40]) istotne statystyczne korelacje ze wskaźnikiem NAO z poprzedniego roku występują wyłącznie w listopadzie i grudniu, przy czym najsilniejszy jest opóźniony niemal o rok związek z anomaliami TPO w grudniu ($r = +0.526$; $p = 0.003$).

Przyczyna rysowania się tych związków jest niejasna, można przypuszczać, że ich występowanie w części związane jest z rozprzestrzenianiem się wód Golfstromu, w części z opóźnionymi efektami przenosu ekmanowskiego, czyli związane są z procesami przenosu wód (adwekcyjnymi).

Występujące, statystycznie istotne, ujemne korelacje anomalii TPO związane ze wskaźnikiem NAO Hurrella z poprzedzającej zimy, które się obserwuje w gridach położonych na północ od Prądu Północnoatlantyckiego są ogólnie silniejsze od dodatnich, a ich istnienie jest łatwe do objaśnienia.

Najdłuższy ciąg takich korelacji występuje w gridzie [50,52] (wody w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego), gdzie związki o średnim natężeniu (r od -0.4 do -0.5) rozciągają się od stycznia do lipca włącznie. Występowanie tych korelacji stanowi opóźnione oddziaływanie zimowego charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Morzem (Zatoką) Baffina, Cieśniną Davisa i Morzem Labrador. Przy wystąpieniu pozytywnej fazy NAO nad tymi akwenami dochodzi do intensywnego spływu silnie wychłodzonego powietrza z północy - północnego zachodu, co aktywizuje Prąd Labradorski. Z opóźnieniem niemal rocznym, następnej zimy i wiosny, obserwuje się wtedy intensywny wypływ silnie wychłodzonych wód, które na szerokości Nowej Fundlandii rozprzestrzeniają się na wschód, dając bardzo trwałe, ujemne anomalie TPO rejestrowane w gridzie [50,52]. W przypadku wystąpienia ujemnej fazy NAO, wiatry wiejące nad tym akwenem zmieniają kierunek - dominują wiatry południowe do południowo-wschodnich. Prowadzi to do ograniczenia poboru ciepła z wód Morza Labrador (powietrze cieplejsze od wody) i zmniejszenia składowej dryfowej Prądu Labradorskiego. Zmniejszony w stosunku do przeciętnej przepływ Prądu Labradorskiego i większy zasób ciepła w powierzchniowych warstwach wody daje na tym akwenie dodatnie anomalie TPO. Tego rodzaju objaśnienie związków anomalii TPO występujących na tym akwenie z charakterem cyrkulacji atmosferycznej, choć nie związane z Oscylacją Północnego Atlantyku, pierwsza dała już w roku 1977 V.F. Sukhovej.

Ujemne anomalie (r od -0.61 do -0.37) występujące od stycznia do kwietnia włącznie na akwenie znajdującym się na północ od delty Golfstromu (grid [40,52]) i podobne anomalie (r od -0.4 do -0.6) występujące od stycznia do maja włącznie na akwenach znajdujących się wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (grid [30,54]) stanowią anomalie wychłodzeniowe. W okresie, gdy zimą wystąpi dodatnia faza NAO prędkość wiatru nad tymi akwenami wydatnie wzrasta, co powoduje gwałtowny wzrost przekazu ciepła z oceanu do atmosfery. Temperatura wód powierzchniowych silnie spada, a głębokość, do której sięga zimowe wychłodzenie jest znaczna (procesy konwekcji). W czasie lata prędkość wiatru ulega wyraźnemu obniżeniu, w warunkach długiego dnia na powierzchni silnie wychłodzonych wód formuje się hydrodynamicznie stabilna warstwa wód ogrzanych (nad letnią termokliną). W czasie następnej zimy, gdy niezależnie od fazy NAO, nastąpi wzrost prędkości wiatru, procesy mieszania falowego likwidują powierzchniową warstwę cieplejszych wód i ujemna anomalia ponownie się ujawnia. Podobne mechanizmy procesów odtwarzania się w czasie następnej zimy ujemnych anomalii TPO powstałych w poprzednim okresie zimowym na Północnym Pacyfiku opisuje Barnett (1980). W gridzie [30,54] dodatkowym czynnikiem powodującym wystąpienie ze znacznym opóźnieniem ujemnych anomalii TPO może być wzmożenie natężenia procesów wynoszenia

chłodnych wód głębinowych, stanowiące kompensację nasilonego poprzedniej zimy przenosu ekmanowskiego (Provalova 1967).

W przypadku wystąpienia dodatniej fazy NAO zimą poprzedniego roku, wobec zmniejszenia prędkości wiatru nad wodą, procesy poboru ciepła z powierzchni oceanu na tych akwenach ulegają ograniczeniu, nie tworzą się silne anomalie ujemne, dzięki czemu następnego lata ulegają one likwidacji i nie odtwarzają się w czasie następnej zimy.

Analizując rozkład korelacji w czasie w obu wymienionych gridach, zauważyć można dodatkowo, że o ile najsilniejsza korelacja (-0.6) ze wskaźnikiem NAO z poprzedniego roku w gridzie położonym na zachodzie ([40,52]) zaznacza się w styczniu, po czym współczynniki korelacji systematycznie się zmniejszają, to w gridzie położonym dalej na wschód ([30,54]) współczynniki korelacji stopniowo rosną od stycznia, maksymalną wartość osiągając w kwietniu (-0.6) i następnie ponownie maleją (patrz tab. 6). Może to świadczyć o ruchu anomalii ku wschodowi.

Wyniki tej analizy wskazują, że stan termiczny powierzchni Północnego Atlantyku, zwłaszcza jego zachodniej i centralnej części, rejestruje zmiany cyrkulacji atmosferycznej zachodzącej w okresach zimowych i przenosi je na następny rok. Związki te, niezależnie od ich znaku, ujawniają się głównie w pierwszych miesiącach roku - w okresie od stycznia do maja, choć na niektórych akwenach mogą ujawnić się również i w późniejszych miesiącach.

4.3.2. Związki między znakiem i wartością wskaźnika NAO Hurrella a anomaliami TPO w tym samym roku (r)

Dla wyjaśnienia związków, jakie zachodzą między wskaźnikiem NAO Hurrella a miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych w tym samym roku, wyliczono współczynniki korelacji liniowej między szeregiem wskaźników NAO z okresu lat 1970-1998, a szeregami miesięcznych anomalii TPO z tego samego okresu. Każdorazowo korelowano ze sobą 29 par zmiennych, których początki szeregów pochodziły z tego samego roku. Wyniki analizy korelacyjnej zestawiono w tabeli 7.

Najsilniejsze korelacje między zimowym wskaźnikiem NAO a anomaliami TPO występującymi w tym samym roku zachodzą na akwenach leżących w szerokościach pięćdziesiątych w centralnej części Północnego Atlantyku (gridy [40,52] i [30,54]). Korelacje te występują w zwartych okresach od stycznia do maja włącznie, co oznacza, że w części są synchroniczne z okresem, dla którego oblicza się wskaźnik NAO (styczeń-marzec), w części wykraczają poza ten okres (kwiecień-maj). Wzrost natężenia przenosu zachodniego pociąga za sobą wystąpienie obniżki zasobów ciepła na tych częściach oceanu, obniżenie natężenia przenosu zachodniego - wzrost zasobów ciepła. Wyjaśnia to jednoznacznie genezę występujących tam anomalii - są to anomalie wychłodzeniowe, powstające na skutek zwiększonego lub osłabionego przenosu ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery, sterowanego przez zmiany prędkości wiatru i temperatury napływającego nad te akweny powietrza.

W gridzie [40,52] (akwen na N od delty Golfstromu) od czerwca do września włącznie utrzymują się dość wysokie, ale nie przekraczające progu istotności statystycznej, ujemne współczynniki korelacji anomalii TPO ze wskaźnikiem NAO. Podobnie w gridzie [30,54] (centralna część kręgu cyrkulacji cyklonalnej N Atlantyku) dość wysokie, ujemne wskaźniki korelacji utrzymują się do października. Świadczy to o dużej trwałości wygenerowanych przez zimową cyrkulację atmosferyczną anomalii TPO na tych akwenach i wskazuje na możliwość przeniesienia ich na rok następny (patrz tab. 6 i poprzedni podrozdział).

Tabela 7

Wartości współczynników korelacji liniowej występujących między wartościami wskaźnika NAO Hurrella (1995) a miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych występującymi w tym samym roku (r). Ciąg wskaźników NAO z lat 1970-1998, ciągi wartości miesięcznych anomalii TPO z lat 1970-1998. Wartość górna w wierszu - współczynnik korelacji, wartość dolna - poziom istotności. Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$ wydrukowano pogrubioną czcionką

Grid	Korelacja wskaźnika NAO z anomalią TPO w miesiącu											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
76,34	0.197	0.304	0.249	0.363	0.299	0.243	0.333	-0.028	-0.007	0.218	-0.096	-0.049
	0.306	0.109	0.588	0.053	0.115	0.205	0.078	0.885	0.973	0.255	0.620	0.799
60,30	0.301	0.525	0.416	0.439	0.337	0.176	-0.022	-0.078	-0.168	-0.159	0.189	0.167
	0.113	0.003	0.025	0.017	0.074	0.361	0.911	0.689	0.385	0.410	0.326	0.388
50,52	-0.295	-0.326	0.036	-0.228	-0.360	-0.249	-0.240	-0.217	-0.225	-0.115	-0.194	-0.331
	0.120	0.084	0.853	0.233	0.055	0.193	0.209	0.259	0.241	0.552	0.313	0.079
40,34	0.381	0.567	0.578	0.382	0.324	0.329	0.208	0.110	0.153	-0.058	0.007	0.108
	0.041	0.001	0.001	0.041	0.086	0.082	0.279	0.572	0.429	0.765	0.969	0.578
40,40	0.335	0.365	0.238	0.504	0.392	0.218	-0.066	-0.258	0.105	0.274	0.235	0.228
	0.076	0.052	0.214	0.005	0.035	0.256	0.732	0.176	0.589	0.151	0.220	0.234
40,52	-0.589	-0.543	-0.462	-0.482	-0.400	-0.271	-0.183	-0.314	-0.203	0.021	-0.051	-0.149
	0.001	0.002	0.018	0.008	0.031	0.155	0.342	0.098	0.291	0.915	0.792	0.441
30,54	-0.393	-0.446	-0.603	-0.674	-0.594	-0.317	-0.237	-0.295	-0.202	-0.299	0.081	-0.219
	0.035	0.015	0.001	0.000	0.001	0.094	0.216	0.120	0.293	0.115	0.677	0.254
20,40	0.357	0.376	0.384	0.172	0.220	0.116	0.084	0.107	-0.182	-0.139	-0.270	-0.074
	0.057	0.045	0.040	0.373	0.252	0.548	0.664	0.582	0.530	0.472	0.156	0.701
10,40	0.123	0.091	0.136	0.079	0.101	0.184	0.323	0.398	-0.112	-0.051	0.131	0.279
	0.525	0.639	0.483	0.686	0.602	0.340	0.087	0.032	0.563	0.793	0.498	0.143
10,60	0.060	-0.121	-0.048	-0.122	0.055	-0.064	0.082	-0.009	0.034	-0.450	0.078	0.128
	0.757	0.533	0.804	0.528	0.776	0.740	0.672	0.962	0.876	0.014	0.687	0.510

Zwraca uwagę brak synchronicznej ze wskaźnikiem NAO Hurrella, czy też opóźnionej o kilka miesięcy (do 9), wyraźniejszej reakcji temperatury powierzchni wody na Prądzie Labradorским (grid [50,52]). Zaznacza się co prawda podwyższenie wskaźników korelacji w kwietniu, maju ($r = -0.36$), czerwcu ($r = -0.25$) i lipcu, ale nie przekraczają one progu istotności statystycznej (patrz tab. 7). Dopiero w grudniu, a więc z opóźnieniem 9 miesięcy w stosunku do końca okresu, dla którego oblicza się wskaźnik NAO, współczynnik korelacji wzrasta ($r = -0.33$), jednak wyraźne maksimum siły związku wystąpi dopiero w pierwszej połowie następnego roku (patrz tab. 6).

Podobnie brak wyraźniejszej reakcji temperatury Golfstromu w tym samym roku na zmiany charakteru i natężenia cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem opisywanej przez wskaźnik NAO. W okresie od lutego do lipca obserwuje się nieznaczny wzrost współczynników korelacji (dodatni znak współczynnika), ale w żadnym z tych miesięcy wartość współczynnika nie przekracza progu istotności statystycznej. Reakcja nastąpi dopiero w następnym roku (patrz tab. 6 i poprzedni podrozdział).

Stosunkowo silna reakcja pola temperatury wody na charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez wskaźnik NAO występuje na Morzu Sargassowym od lutego do marca włącznie (grid [60,30]) i na akwenie, przez który odprowadzane są na SE ciepłe wody Golfstromu z jego delty (od stycznia do kwietnia włącznie, grid [40,34]). W tym ostatnim przypadku zaistnienie anomalii dodatnich ma charakter adwekcyjny i wiąże się ze wzrostem natężenia przenosu ekmanowskiego przy wzmocnienie częstotliwości i prędkości wiatrów zachodnich w szerokościach czterdziestych (dodatni współczynnik korelacji). Związków podobnej natury, choć wykazujących większe opóźnienie, należy dopatrywać się

w kształtowaniu zależności między anomaliami TPO a wskaźnikiem NAO we wschodniej części delty Golfstromu (grid [40,40]), gdzie występują dodatnie współczynniki korelacji w kwietniu i maju.

Znacznie bardziej krótkotrwałe (dwu- i jednomiesięczne) związki między anomaliami TPO a zimowym wskaźnikiem NAO występują na wschodniej części Północnego Atlantyku. Na akwenie leżącym na ENE od Azorów (grid [20,40]) wzrost zasobów ciepła w lutym i marcu ($r = \sim +0.38$) w czasie, gdy faza NAO jest dodatnia (spadek, gdy faza NAO jest ujemna) wiązać należy z ograniczeniem strat ciepła, związanym ze spadkiem prędkości wiatru oraz zmniejszeniem się zachmurzenia. W przypadku wystąpienia dodatniej fazy NAO akwen ten znajdować się będzie częściej w pobliżu centralnych części układów antycyklonalnych, co skutkować będzie wzrostem częstości występowania pogód bezchmurnych i o słabym wietrze lub ciszach. Na wodach przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego (grid [10.40]) niezbyt silny ($r = \sim +0.4$) dodatni współczynnik korelacji między NAO a anomaliami TPO pojawia się z dużym opóźnieniem - dopiero w sierpniu. Wystąpienie tej korelacji jest trudne do objaśnienia; nie można wykluczyć, że stanowi ona efekt powolnego przenosu na wschód i południowy-wschód wcześniej występujących anomalii TPO w rejonie Azorów. Również występowanie istotnego statystycznie, ujemnego współczynnika korelacji w październiku, między wskaźnikiem NAO a anomaliami TPO na wodach Prądu Północnoatlantyckiego w rejonie ich podejścia do Kanału Farero-Szetlandzkiego można tłumaczyć działaniem procesów adwekcyjnych. Wychłodzone zimą i wiosną wody na Prądzie Północnoatlantyckim w rejonie między 50 a 30°W docierają w ten rejon ze znacznym, 8-miesięcznym opóźnieniem.

Podsumowując, należy stwierdzić, że bezpośrednim skutkiem natężenia i fazy występującej zimą nad Północnym Atlantykiem cyrkulacji atmosferycznej jest tworzenie się w tym samym roku silnych i o długim czasie istnienia anomalii TPO, o znaku przeciwnym do fazy NAO, na centralnych i zachodnich częściach Północnego Atlantyku w szerokościach pięćdziesiątych. Ich geneza jest związana głównie ze zmianami natężenia poboru ciepła z oceanu do atmosfery. W tym samym czasie, po zachodniej stronie Północnego Atlantyku, w szerokościach tropikalnych i subtropikalnych (30-40°N) tworzą się anomalie o znaku zgodnym z fazą NAO. Anomalie te mają charakter głównie adwekcyjny.

Anomalie TPO po wschodniej stronie Północnego Atlantyku, związane z NAO występującym w tym samym roku wykazują znaczne opóźnienie w czasie, nadto, ich związek ze wskaźnikiem NAO jest słaby ($r < |0.5|$). Występująca zimą cyrkulacja atmosferyczna opisywana przez wskaźnik NAO nie wykazuje w tym samym roku statystycznie istotnych związków z kształtowaniem się anomalii TPO na Golfstromie i na Prądzie Labradorским.

4.3.3. Związki między anomaliami TPO występującymi w danym roku (r) a wartością wskaźnika NAO Hurrella w roku następnym (r+1)

Analiza, mająca na celu wyjaśnienie, czy zachodzą związki między anomaliami TPO występującymi w danym roku (rok r) na akwenach charakteryzowanych przez gridy kontrolne a wartością wskaźnika NAO Hurrella, jaka wystąpi w następnym roku (roku o numerze r+1) i jaki jest charakter tych związków, nie odbiegała w swojej istocie od omówionych do tej pory analiz. Współczynniki korelacji liniowej obliczono dla ciągów przesuniętych względem siebie o jeden rok. 29-elementowe (1970-1998) ciągi miesięcznych anomalii TPO rozpoczynające się od roku 1970 korelowano z ciągiem wskaźników NAO Hurrella, rozpoczynającym się od roku 1971 (1971-1999). Wyniki tej analizy zestawione są w tabeli 8.

Tabela 8

Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych występującymi w danym roku (r) a wartościami wskaźnika NAO Hurrella (1995) z roku następnego (r+1). Ciąg wskaźników NAO z lat 1971-1999, ciągi wartości miesięcznych anomalii TPO z lat 1970-1998. Wartość górna w wierszu - współczynnik korelacji, wartość dolna - poziom istotności. Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$ wydrukowano pogrubioną czcionką

Grid	Korelacja miesięcznych anomalii TPO roku r ze wskaźnikiem NAO roku r+1											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
76,34	0.015 0.938	0.085 0.663	0.163 0.399	0.001 0.995	0.083 0.669	0.001 0.996	0.068 0.727	-0.050 0.798	0.138 0.476	-0.121 0.531	-0.160 0.407	-0.055 0.777
60,30	0.001 0.959	0.332 0.079	0.213 0.268	0.352 0.061	0.451 0.014	0.076 0.690	0.034 0.861	0.344 0.068	0.404 0.030	0.080 0.679	0.258 0.176	0.079 0.682
50,52	-0.229 0.232	-0.240 0.209	0.088 0.649	-0.118 0.543	-0.416 0.025	-0.174 0.367	-0.058 0.766	-0.052 0.788	-0.267 0.162	-0.053 0.784	0.034 0.859	-0.132 0.495
40,34	-0.063 0.747	0.036 0.851	0.108 0.578	0.078 0.687	0.105 0.589	0.379 0.043	0.041 0.832	0.468 0.010	0.478 0.009	0.317 0.094	0.193 0.315	0.185 0.336
40,40	0.026 0.894	0.042 0.828	0.184 0.340	0.197 0.306	0.313 0.098	0.262 0.170	0.194 0.314	0.354 0.060	0.395 0.034	0.329 0.081	0.352 0.061	0.229 0.232
40,52	-0.212 0.270	-0.291 0.126	-0.362 0.054	-0.264 0.167	-0.404 0.030	-0.217 0.258	-0.090 0.642	-0.202 0.294	-0.155 0.424	0.250 0.190	0.185 0.336	-0.125 0.517
30,54	-0.042 0.828	-0.180 0.349	-0.044 0.822	-0.226 0.239	-0.239 0.211	0.181 0.346	-0.296 0.119	-0.334 0.077	-0.385 0.039	-0.44 0.455	-0.029 0.880	-0.191 0.321
20,40	0.132 0.491	0.163 0.397	0.191 0.321	0.098 0.613	-0.142 0.463	-0.048 0.803	-0.017 0.929	-0.102 0.598	-0.106 0.585	-0.118 0.543	-0.133 0.492	0.156 0.418
10,40	0.048 0.807	0.033 0.864	0.093 0.631	-0.019 0.922	0.070 0.717	0.204 0.290	0.012 0.948	-0.013 0.947	-0.254 0.183	-0.081 0.675	-0.023 0.904	0.125 0.519
10,60	0.269 0.159	0.373 0.046	0.327 0.084	0.161 0.405	0.078 0.680	-0.005 0.980	0.087 0.648	-0.189 0.325	-0.312 0.100	-0.297 0.118	0.131 0.497	-0.029 0.880

Analiza wartości współczynników korelacji i poziomów ich ufności zestawionych w tabeli 8 wskazuje, że w stosunku do liczby korelacji stanowiących konsekwencje występującej poprzednio cyrkulacji atmosferycznej (patrz tab. 6 i 7), liczba korelacji istotnych statystycznie, mogących wskazywać na determinację cyrkulacji atmosferycznej, która ma dopiero nastąpić, przez już istniejące anomalie TPO, uległa wyraźnemu ograniczeniu, zmieniły się również ich rozkłady w czasie. Najwięcej istotnych korelacji występuje we wrześniu (4 przypadki: gridy [60,30] - Morze Sargassowe, [40,34] - odejście ciepłych wód z delty Golfstromu na SE, [40,40] - wschodnia część delty Golfstromu i [30,54] - wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku. Bardziej szczegółowa analiza danych zestawionych w tabeli 8 pozwala zauważyć, że w większości gridów, w których wrześniowe współczynniki korelacji nie osiągają progu istotności statystycznej, ich wartości są w tym miesiącu wyraźnie podwyższone.

Drugim pod względem liczebności istotnych korelacji jest maj. W tym miesiącu występują trzy takie przypadki ([60,30] (Morze Sargassowe), [50,52] (Prąd Labradorowski) i [40,52] (akweny na N od delty Golfstromu)). W innych miesiącach występują jedynie trzy pojedyncze korelacje przekraczające próg istotności statystycznej - są nimi korelacja w lutym w gridzie [10,60] (podejście wód Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej) oraz korelacje występujące w czerwcu i sierpniu w gridzie [40,34] (odejście ciepłych wód z delty Golfstromu na SE).

Taki rozkład w czasie istotnych współczynników korelacji wskazuje, że decydującą rolę w ewentualnym kształtowaniu charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem będzie stan termiczny, jaki ocean osiągnie w końcu okresu nagrzewania letniego

(wrzesień). Na ten stan wywiera słabszy, ale czytelny wpływ stan termiczny oceanu, jaki osiągnie on po końcu wychładzania zimowego (maj)⁹. Innymi słowy - na charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej, opisaną przez wskaźnik NAO Hurrella, jaka wystąpi w okresie nadchodzącej zimy, wpływa ewolucja stanu termicznego powierzchni oceanu, zachodząca od końca okresu zimowego wychładzania do końca okresu letniego nagrzewania w okresie poprzedzającym ten okres zimowy.

Analizując rozkład istotnych współczynników korelacji według akwenów, trzeba zauważyć, że brak istotnych korelacji między stanem termicznym Golfstromu a wskaźnikiem NAO jaki będzie następną zimy. Również w gridach [20,40] - akwen na ENE od Azorów i [10,40] - akwen przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego nie odnotowuje się wystąpienia korelacji, które przekraczają próg istotności statystycznej.

Najwięcej istotnych współczynników korelacji między anomalią TPO a wskaźnikiem NAO w przyszłym roku odnotowuje się w gridzie [40,34] - w czerwcu (+0.38), sierpniu (+0.47) i wrześniu (+0.48). Na Morzu Sargassowym (grid [60,30]) występują dwie istotne korelacje - w maju (+0.45) i we wrześniu (+0.40). W pozostałych gridach kontrolnych odnotowuje się po jednym takim przypadku (patrz tab. 8).

Występowanie istotnych statystycznie korelacji między anomalią TPO w roku r a wskaźnikiem NAO Hurrella, który wystąpi w roku następnym ($r+1$), wskazuje na to, że stan termiki Północnego Atlantyku wywiera wpływ na charakter cyrkulacji atmosferycznej, jaki będzie obserwowany następną zimą. Największą rolę, jak wynika z analizy tabeli 8, odgrywać będzie stan termiczny wód tropikalnych i subtropikalnych (Morze Sargassowe, akweny na SE od delty Golfstromu) położonych po zachodniej i w centralnych częściach Północnego Atlantyku. Ponieważ znaki współczynników korelacji są tam dodatnie, należy sądzić, że wzrost zasobów ciepła w tych wodach, który będzie manifestować się występowaniem tam dodatnich anomalii TPO, sprzyjać powinien wystąpieniu wzrostu natężenia przenosu strefowego w ciągu nadchodzącej zimy nad Północnym Atlantykiem (pozytywna faza NAO).

Jednak trzeba zauważyć, że jednocześnie na akwenach leżących na północ od Prądu Północnoatlantyckiego występują ujemne współczynniki korelacji, z których jeden jest istotny statystycznie (grid [30,54]; $r = -0.38$), dwa zaś, choć nie osiągają progu istotności statystycznej, są we wrześniu wyraźnie podwyższone (grid [50,52] i grid [40,52]). W obu tych ostatnich gridach występują istotne ujemne korelacje anomalii majowych ze wskaźnikiem NAO, który ma nastąpić w nadchodzącej zimie, co może świadczyć o istnieniu przetrwałych, "maskowanych" anomalii, ujawniających się znacznie później niż we wrześniu. Tak więc można sformułować bardziej pełną hipotezę, że wzrostowi natężenia przenosu strefowego (wyższa od średniej dodatnia wartość wskaźnika NAO) w czasie nadchodzącej zimy odpowiadać powinna sytuacja, w której jesienne zasoby ciepła w wodach zachodniej i środkowej części strefy tropikalnej i subtropikalnej będą wyższe od normy klimatycznej, zaś zasoby ciepła w wodach leżących wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku - mniejsze od normy klimatycznej. Odwrotna sytuacja (mniejsze od przeciętnych zasoby ciepła na południe, większe na północ od Prądu Północnoatlantyckiego) winna doprowadzić do wystąpienia w czasie nadchodzącej zimy osłabienia przenosu strefowego i wystąpienia silniejszego od przeciętnego rozwoju południkowych form cyrkulacji (ujemna faza NAO). Tak postawiona hipoteza wymaga weryfikacji.

⁹ Występujące z końcem wychładzania zimowego (marzec, kwiecień) anomalie TPO, jeśli są ograniczone do stosunkowo cienkiej warstwy wód, zanikają w maju. Jeśli jednak anomalie są masywne, w maju nie dochodzi jeszcze ani do ich zaniku (w przypadku anomalii dodatnich), ani do "przymaskowania" warstwą cieplejszej wody nad termokliną letnią (w przypadku anomalii ujemnych)

Konfrontując rozkład wartości współczynników korelacji i ich znaków, ich rozkład w czasie oraz rozkład przestrzenny ze wskaźnikiem NAO, należy sądzić, że można znaleźć zależność opisującą związek między anomaliami TPO w badanych gridach, a wielkością wskaźnika NAO w następnym roku.

4.4. Zimowy wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku a rozkład przestrzenny wartości i znaków anomalii temperatury powierzchni oceanu na Północnym Atlantyku w roku poprzedzającym

Postawiona w końcu poprzedniego rozdziału hipoteza robocza, że charakter cyrkulacji atmosferycznej, jaka wystąpi nad Północnym Atlantykiem w okresie nadchodzącej zimy będzie uwarunkowany przez rozkład zasobów ciepła w wodach powierzchniowych tego akwenu, może zostać stosunkowo łatwo zweryfikowana metodami analizy regresji. Ponieważ występujące związki opisuje korelacja liniowa, zaś wskaźnik NAO Hurrella, jaki wystąpi w okresie nadchodzącej zimy wykazuje istotne statystycznie korelacje z kilkoma anomaliami z różnych momentów (miesiące) w roku poprzedzającym, można sądzić, że najprostszym modelem mogącym opisywać te związki będzie regresja wielokrotna.

Zastosowanie regresji wielokrotnej w tym przypadku napotyka na pewne ograniczenia, związane z wiarygodną estymacją parametrów współczynników regresji. W literaturze omawiającej analizę regresji wielokrotnej (np. Draper i Smith 1973) zwraca się uwagę na fakt, że dla oszacowania stabilnych parametrów regresji wielokrotnej potrzeba spełnić warunek dysponowania około 10 przypadkami na jedną zmienną niezależną, traktując 7 przypadków na jedną zmienną niezależną jako niezbędne minimum. Ponieważ szereg obserwacyjny jest stosunkowo krótki, liczy 29 przypadków (lat), dla uzyskania stabilnych równań regresji należy ograniczyć się do równania z trzema zmiennymi niezależnymi (9.66... przypadków na jedną zmienną). Nie zwalnia to oczywiście od potrzeby testowania poziomu istotności oszacowanych parametrów regresji i wyrazu wolnego oraz sprawdzenia stabilności uzyskanych równań.

W pierwszej próbie określenia zależności między wartością wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w roku $r+1$ a anomaliami TPO występującymi w roku r , wprowadzono jako zmienne niezależne szeregi anomalii TPO ze wszystkich tych gridów kontrolnych z miesiące, w których występowały korelacje istotne statystycznie (patrz tabela 8), jako zmienną niezależną szereg wartości wskaźników NAO Hurrella. Do estymacji parametrów równania zastosowano metodę regresji krokowej w przód, z wyrazem wolnym wchodzącym w skład modelu, ograniczoną do trzech kroków. Uzyskano równanie o postaci:

$$\text{NAO(H)}_{nr} = 0.503(\pm 0.329) + 1.221(\pm 0.563) \cdot \text{AN09}[40,34] - 1.070(\pm 0.340) \cdot \text{AN05}[40,52] \\ + 1.472(\pm 0.895) \cdot \text{AN09}[60,30]; \quad [6]$$

gdzie:

NAO(H)_{nr} - wskaźnik NAO Hurrella w następnym roku.

Równanie to objaśnia około 40% obserwowanej zmienności wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku, a jego pełna charakterystyka statystyczna jest następująca¹⁰: $R = 0.6811$, poprawione $R^2 = 0.4020$, $F(3,26) = 7.5$, $p < 0.00089$, $BSE = 1.54$. W tym miejscu nie będzie się jeszcze komentowało zmiennych niezależnych wprowadzonych do równania.

W równaniu tym ani estymacja wartości wyrazu wolnego, ani też współczynnik kierunkowy stojący przed ostatnią zmienną niezależną nie są istotne statystycznie ($p > 0.05$). Niewielka wartość wyrazu wolnego i duży błąd standardowy jego oszacowania sugerują, że być może bardziej właściwym modelem będzie równanie, w którym wartość wyrazu wolnego będzie równa zero. Przeprowadzona estymacja parametrów równania, z tym samym zbiorem zmiennych niezależnych, jednak bez wyrazu wolnego, metodą krokową postępującą, dała równanie o odmiennym zestawie zmiennych:

$$\text{NAO(H)}_{nr} = 1.225(\pm 0.555) \cdot \text{AN05}[60,30] + 1.628(\pm 0.488) \cdot \text{AN08}[40,34] - 0.986(\pm 0.367) \cdot \text{AN09}[30,54], \quad [7]$$

którego: $R = 0.7767$, $F(3,27) = 13.7$, $p < 0.00001$, $BSE = 1.51$ i w którym zmienność zmiennych niezależnych objaśnia około 56% zmienności wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku. Wszystkie oszacowania współczynników kierunkowych wektorów tego równania są istotne na poziomie $p < 0.05$.

Zarówno w pierwszym, jak i drugim równaniu, jako zmienne niezależne znalazły się zmienne pochodzące z Morza Sargassowego (grid [60,30]), akwenu leżącego na południe od delty Golfstromu (grid [40,34]) oraz akwenów leżących na północ od Prądu Północnoatlantyckiego - z akwenu leżącego na północ od delty Golfstromu (grid [40,52]) oraz z wnętrza kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (grid [30,54]). Taki zestaw zmiennych w obu równaniach oraz znaków stojących przed współczynnikami kierunkowymi zdaje się potwierdzać słuszność hipotezy roboczej, sformułowanej na podstawie analizy korelacji występujących między anomaliami TPO pochodzącymi z roku r , a wskaźnikiem NAO Hurrella jaki wystąpi w roku $r+1$, co do roli akwenów subtropikalnych i tropikalnych oraz akwenów położonych na północ od Prądu Północnoatlantyckiego w kształtowaniu znaku i wartości wskaźnika NAO.

Dla wyjaśnienia wpływu rozkładu w czasie anomalii TPO występujących w roku r na wartość wskaźnika NAO w następnym roku ($r+1$) wprowadzono do analizy jako zmienne niezależne szeregi anomalii ze wszystkich kolejnych miesięcy od stycznia do listopada¹¹ i wszystkich gridów (łącznie 110 zmiennych). Analiza metodą krokową w przód, przy zadanych 12 krokach, wprowadziła 12 zmiennych do równania, z których 8 pochodziło z września i maja, 4 - z innych niż wymienione miesiące (po jednej z kwietnia, sierpnia, października i listopada). Powierdza to tezę, że najważniejsze dla kształtowania znaku i wartości wskaźnika NAO, jaki wystąpi w okresie zimy, następującej po danym roku, są anomalie pochodzące z przełomowych momentów ewolucji pola temperatury powierzchni oceanu - końca okresu ochładzania zimowego i końca okresu letniego ogrzewania wód. Uzyskane w tej procedurze

¹⁰ Zastosowane oznaczenia jak w tabeli 1. R - współczynnik korelacji wielokrotnej, poprawione R^2 - poprawiony na liczbę stopni swobody kwadrat współczynnika korelacji wielokrotnej, tu współczynnik determinacji, $F(3,26)$ - wartość testu F , p - poziom istotności, BSE - błąd standardowy estymacji wartości NAO(H) .

¹¹ Wskaźnik NAO J. Hurrella oblicza się, jak już kilkakrotnie wspomniano, dla okresu od grudnia do marca łącznie i datuje na rok stycznia. Z tego względu zrezygnowano z wprowadzania jako zmienne niezależne zmiennych pochodzących z grudnia. Te ostatnie można uważać za "synchroniczne" ze wskaźnikiem.

równanie z trzema zmiennymi niezależnymi okazało się być identyczne z pierwszym z równań omawianych w tym rozdziale.

Wprowadzone jako zmienne niezależne do procedury regresji krokowej w przód przy F do wprowadzenia równym 1.0 i tolerancji 0.1 zmiennych ze wszystkich 10 gridów kontrolnych pochodzących z maja i września dało równanie z 11 zmiennymi niezależnymi. Były to kolejno zmienne: AN09[40,34], AN05[40,52], AN09[60,30], AN05[60,30], AN09[20,40], AN05[30,54], AN05[40,40], AN05[10,60], AN09[30,54], AN05[50,52] i AN09[10,60]. Oznaczać to może, że na kształtowanie wartości wskaźnika NAO, jaki wystąpi w okresie nadchodzącej zimy wywiera wpływ rozkład zasobów ciepła w przełomowych momentach kształtowania pola temperatury na całym Północnym Atlantyku, jednak za wyjątkiem Golfstromu. Mimo wysokiej istotności statystycznej tego równania ($R = 0.8999$, $p < 0.0002$) i jego bardzo dobrej liniowości, co jest oczywiste, większość estymowanych wartości współczynników kierunkowych nie wykazywała wymaganej istotności statystycznej.

Przyczyna tego leży w występowaniu zjawiska współliniowości - między szeregami anomalii w niektórych gridach kontrolnych występują zarówno synchroniczne, jak i niesynchroniczne, wykazujące przesunięcia w czasie, korelacje. Tym samym, skorelowane zmienne niezależne muszą, dla uniknięcia redundancji, zostać wyeliminowane z równania.

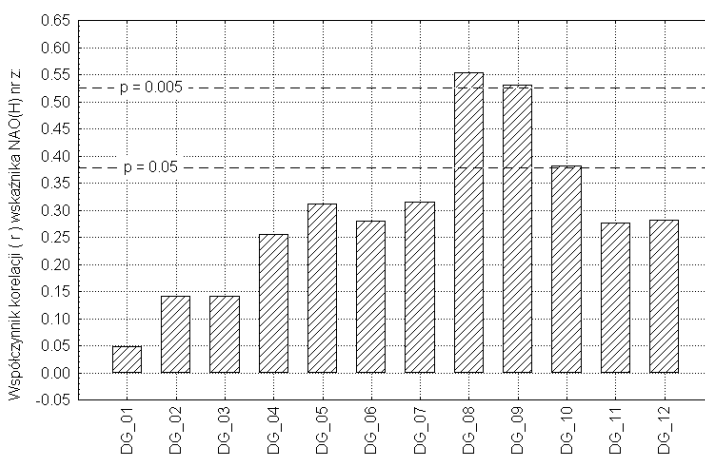
Przeprowadzona dalsza analiza (wykraczająca poza granice analizy regresji) wykazała, że w kilku przypadkach dla kreowania wartości wskaźnika NAO jaki wystąpi następnej zimy, znacznie większą rolę od samych wartości anomalii w konkretnych gridach kontrolnych odgrywają poziome gradienty temperatury między poszczególnymi gridami kontrolnymi lub też występujące wzrosty lub spadki zasobów ciepła na danych akwenach między określonymi momentami (miesiącami). Co wydaje się istotne - wartości takie, choć są istotnie skorelowane ze zmienną niezależną (wskaźnikiem NAO Hurrella z następnego roku) nie są skorelowane ze sobą, stają się więc perspektywiczne jako zmienne niezależne w równaniach.

Wartościami takimi są różnice między miesięcznymi anomaliami występującymi w gridach [60,30] a [40,52], [40,34] a [40,52], [40,32] a [30,54], [40,40] a [30,54] oraz różnice wartości anomalii TPO między majem a lipcem występujących na Prądzie Labradorским (grid [50,52]), jak również różnice anomalii marcowych i wrześniowych oraz kwietniowych i wrześniowych w gridzie [10,60] (podejście wód Prądu Północnoatlantyckiego do Kanału Farero-Szetlandzkiego: (AN03[10,60] - AN09[10,60]) i (AN04[10,60] - AN09[10,60])).

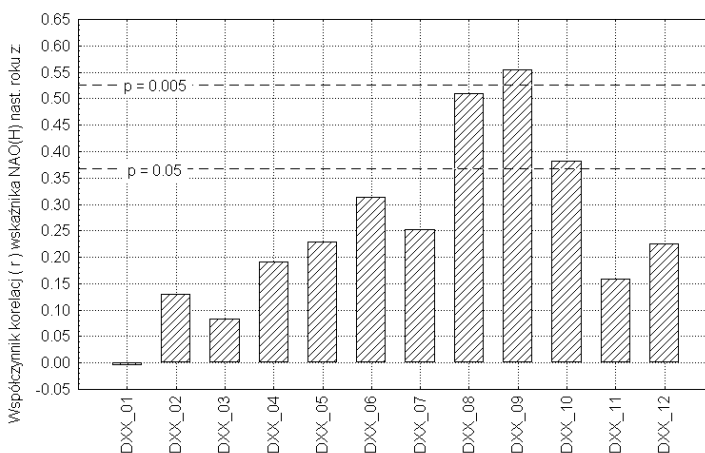
Różnice anomalii TPO między gridami kontrolnymi leżącymi w strefie wód tropikalnych ([60,30], Morze Sargassowe) i subtropikalnych ([40,34], akwen na SE od delty Golfstromu) a wodami znajdującymi się na północ od Prądu Północnoatlantyckiego, czyli leżącymi w strefie umiarkowanej (gridy [40,52] i [30,54]) w sposób niejawni rejestrują wielkości poziomych południkowych gradientów termicznych na powierzchni oceanu¹². Korelogram, ilustrujący rozkład współczynników korelacji między różnicami miesięcznych anomalii TPO w gridach [40,40] i [30,54] oraz [40,34] i [30,54] a wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki wystąpi w następnym roku przedstawiają ryciny 5 i 6. Widoczne jest tu występowanie istotnych statystycznie korelacji grupujących się w ciągu trzech kolejnych miesięcy - sierpniu,

¹² Miesięczną temperaturę wody w gridzie można zapisać jako sumę algebraiczną $T_k(m) + AN(m)$, gdzie $T_k(m)$ - temperatura średnia klimatyczna (wieloletnia) miesiąca m , $AN(m)$ - anomalia w miesiącu m w tym samym gridzie. Różnica temperatury między gridem 1 a gridem 2 w miesiącu m będzie: $(T_k(m)1 - T_k(m)2) + (AN(m)1 - AN(m)2)$. Wartość $T_k(m)$ w każdym gridzie można traktować jako stałą, czyli ich różnica daje również wartość stałą dla danego miesiąca. Względem stałych wartości różnic klimatycznych, zmienność wnoszą zmiany wartości anomalii.

wrześniu i październiku. Sugeruje to, że miast wykorzystywać jako zmienne niezależne miesięczne wartości południkowych gradientów temperatury powierzchni oceanu, można wykorzystać uśrednione wartości takich gradientów z dwóch lub trzech miesięcy. Uzasadnieniem takiego postępowania jest fakt, że rzeczywiste wystąpienie maksimum temperatury powierzchni oceanu na danym akwenie wykazuje z roku na rok zmiany; w niektórych latach przypada w sierpniu, innych we wrześniu, stąd zmieniać się będą z roku na rok i momenty wystąpienia największych wartości gradientów.



Ryc. 5. Rozkład współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi różnicami anomalii TPO w gridach kontrolnych [40,40] i [30,54] (zmienna DG, charakteryzująca wielkość poziomego gradientu termicznego między wschodnią częścią delty Golfstromu a centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku) a wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki wystąpił w następnym roku.



Ryc. 6. Rozkład współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi różnicami anomalii TPO w gridach kontrolnych [40,34] i [30,54] (zmienna DXX, charakteryzująca wielkość poziomego gradientu termicznego między akwenami leżącymi na południe od delty Golfstromu a centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku) a wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki wystąpił w następnym roku.

Jeśli obliczyć średnią dla okresu od sierpnia do października wartość różnic anomalii TPO między gridami [40,34] a [30,54] i oznaczyć ją jako DX:

$$DX = ((AN08[40,34] - AN08[30,54]) + (AN09[40,34] - AN09[30,54]) + (AN10[40,34] - AN10[30,54])) / 3, \quad [8]$$

to związek między tą wartością a wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki wystąpi w następnym roku, w modelu z wyrazem wolnym, jest następujący:

$$NAO(H)nr = 0.196(\pm 0.359) + 1.796(\pm 0.417) \cdot DX, \quad [9]$$

a jego $R = 0.6379$, $F(1,27) = 18.52$, $p < 0.000\ 200$, $BSE = 1.57$. Oznacza to, że zmienność uśrednionych wartości południkowego gradientu TPO między wodami subtropikalnymi leżącymi na południe od delty Golfstromu a wodami strefy umiarkowanej, znajdującymi się wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku objaśnia nieco ponad 1/3 (około 38%) obserwowanej zmienności zimowego wskaźnika NAO, jaki wystąpi w roku następnym. Mimo, że samo równanie [9] jest wysoce istotne statystycznie, błąd oszacowania wyrazu wolnego jest znacznie większy od jego wartości, co sugeruje, że właściwszym jest model bez wyrazu wolnego. Model taki jest następujący:

$$NAO(H)nr = 1.928(\pm 0.336) \cdot DX, \quad [10]$$

a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.7354$, $F(1,28) = 32.98$, $p < 0.000\ 000$, $BSE = 1.55$. Model ten objaśnia 52-54% zmienności zimowego wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w następnym roku¹³.

Tylko nieco mniejsze ($R = 0.7260$) jest objaśnienie zmienności NAO(H)nr przez uśredniony dla okresu sierpień-wrzesień gradient między wschodnią częścią delty Golfstromu a centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku ($AN[40,40] - AN[30,54]$).

Analizując zależności NAO(H)nr od podobnych wartości stanowiących uśrednienie południkowych gradientów TPO lub zmian zasobów ciepła na poszczególnych akwenach oraz występujących między tymi wartościami wzajemnych korelacji, okazało się, że najbardziej perspektywicznymi do uzyskania związków o większej ścisłości są wartości oznaczone jako PL5-7 i F3-9 lub F3-9, gdzie:

$$PL5-7 = AN05[50,52] - AN07[50,52], \quad [11]$$

$$F3-9 = AN03[10,60] - AN09[10,60], \quad [12]$$

$$F4-9 = AN04[10,60] - AN09[10,60]. \quad [13]$$

Zmienność różnic występujących anomalii między majem a lipcem na akwenie znajdującym się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego (PL) objaśnia około 11% zmienności wskaźnika

¹³ Estymacja parametrów tego samego równania z ciągu 21-letniego (anomalie TPO 1970-1990, wskaźniki NAO(H) z lat 1971-1991) potwierdza stabilność związku. Wartość współczynnika kierunkowego przed DX jest $2.055(\pm 0.470)$, zależność jest istotna statystycznie ($p < 0.005$), zmienność DX objaśnia około 49% obserwowanej zmienności NAO(H)nr.

NAO(H) jaki wystąpi następnej zimy, zaś różnica anomalii między kwietniem a wrześniem na wodach znajdujących się na przedpolu Kanalu Farero-Szetlandzkiego (F) około 12%, a między marcem i wrześniem na tym samym akwenie - około 17%.

Równanie regresji wielokrotnej traktującej wskaźnik NAO Hurrella w roku r+1, jako funkcję wartości DX, PL5-7 i F3-9 z roku r jest następujące:

$$\text{NAO(H)nr} = 1.785(\pm 0.329) \cdot \text{DX} - 0.704(\pm 0.299) \cdot \text{PL5-7} + 1.259(\pm 0.545) \cdot \text{F3-9}, \quad [14]$$

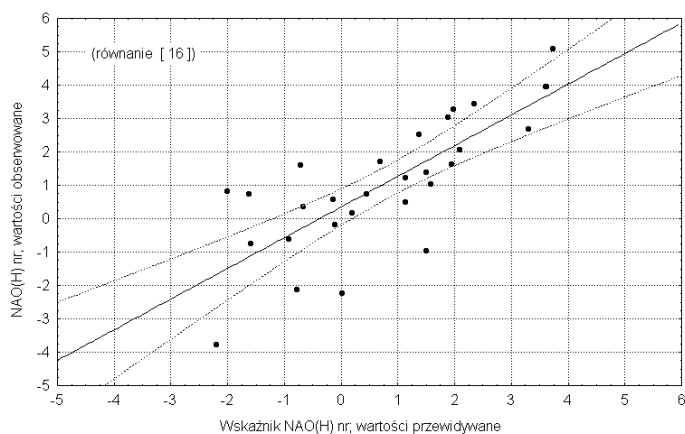
a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.8180$, $R^2 = 0.6691$, $F(3,26) = 17.5$, $p < 0.00000$, $\text{BSE} = 1.37$. Zmienność zmiennych niezależnych objaśnia w nim około 63% zmienności (wokół początku układu współrzędnych) wartości NAO(H)nr. Podobne równanie z wyrazem wolnym (którego oszacowana wartość jest jednak nieistotna statystycznie) ma zbliżone parametry:

$$\begin{aligned} \text{NAO(H)nr} = & 0.447(\pm 0.329) + 1.499(\pm 0.376) \cdot \text{DX} - 0.852(\pm 0.314) \cdot \text{PL5-7} + \\ & + 1.211(\pm 0.537) \cdot \text{F3-9}, \end{aligned} \quad [15]$$

i objaśnia 54.9% zmienności NAO(H)nr ($R = 0.7732$, $F(3,25) = 12.4$, $p < 0.00004$, $\text{BSE} = 1.35$). Zamiana w równaniu [14] zmiennej F3-9 na F4-9 w małym stopniu zmienia zarówno istotność statystyczną równania, jak i jego charakterystyki statystyczne, nieco polepsza jednak rozkład błędów estymacji wartości NAO(H)nr:

$$\text{NAO(H)nr} = 1.979(\pm 0.296) \cdot \text{DX} - 0.648(\pm 0.291) \cdot \text{PL5-7} + 1.266(\pm 0.482) \cdot \text{F4-9}, \quad [16]$$

($R = 0.8276$, $R^2 = 0.6848$, $F(3,26) = 18.8$, $p < 0.00000$, $\text{BSE} = 1.34$). Zmienne niezależne występujące w tym równaniu objaśniają około 65% zmienności wskaźnika NAO Hurrella. Wykres rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą równania [16] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 7.



Ryc. 7. Wartości przewidywane wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku (roku r+1), obliczone za pomocą równania [16] z anomalii TPO występujących w roku r a wartości obserwowane wskaźnika NAO w roku r+1. Lata 1971-1999. Oznaczony 95% przedział ufności

Tak więc przedstawione równania [14], [15] i [16], w których znajdują się trzy zmienne niezależne, objaśniają ponad połowę obserwowanej zmienności wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w okresie nadchodzącej zimy (dokładniej od 55 do 65%). Można uważać, że zmienne te wskazują termicznie najważniejsze dla kształtowania się przyszłych wartości wskaźnika, akweny Północnego Atlantyku.

Wartość wskaźnika NAO będzie tym większa, im niższe zasoby ciepła w stosunku do średnich klimatycznych będą w sierpniu, wrześniu i październiku na akwenach leżących wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku, a większe w tym samym czasie na akwenach leżących na południe od delty Golfstromu (anomalia dodatnie w gridzie [40,34], ujemne w gridzie [30,54]; zmienna DX).

Jednocześnie na zmienność wskaźnika NAO wpływają zmiany zasobów ciepła na Prądzie Labradorским - jeśli zasoby ciepła od maja do lipca będą wzrastać różnica anomalii będzie miała znak ujemny, stojący przed zmienną PL5-7 w równaniach [14], [15] i [16] znak minus wymusi wzrost wartości wskaźnika NAO, odwrotna sytuacja - pogłębienie się anomalii lipcowej w stosunku do majowej (spadek zasobów ciepła powodowany przedłużającym się w czasie wyrzutem chłodnych wód Prądu Labradorskiego, rozprzestrzeniających się na wschód) da dodatnią wartość zmiennej PL5-7, co pociągnie za sobą spadek wartości wskaźnika NAO w ciągu nadchodzącej zimy. Odwrotnie na zmianę wskaźnika NAO wpływają zmiany zasobów ciepła w wodach na podejściu Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej. Wzrost zasobów ciepła ponad średnie klimatyczne na tym akwenie we wrześniu, w stosunku do zasobów marcowych czy kwietniowych, da ujemne wartości zmiennych F3-9 i F4-9, co spowoduje obniżenie wartości wskaźnika NAO Hurrella.

Wagi (współczynniki kierunkowe) stojące przed zmiennymi pozwalają zgrubnie ocenić rolę, jaką odgrywają wartości poszczególnych zmiennych. Przy założeniu występowania jednakowych wartości wszystkich zmiennych, decydującą rolę w kształtowaniu wartości wskaźnika NAO, jaki wystąpi w nadchodzącym okresie zimowym odgrywa wartość zmiennej DX, czyli południkowy gradient temperatury między wodami subtropikalnymi, a wodami strefy szerokości pięćdziesiątych w centralnej części Północnego Atlantyku. Zmiany tego gradientu określają około połowy (~3/6) zmienności wskaźnika NAO Hurrella opisywanej przez równanie [16]. Zmiany zmiennej PL5-7, czyli wzrost lub spadek zasobów ciepła na Prądzie Labradorским, określają około 1/6 zmienności, zaś zmiany wartości zmiennej F4-9 około 2/6 zmienności zimowego wskaźnika NAO. Te wnioski wymagają jednak konfrontacji z analizą rzeczywistych zakresów zmienności wartości zmiennych niezależnych, które nie muszą być zgodne z udziałem wartości wag w kreowaniu wartości zmiennej niezależnej.

Dane o rzeczywistej zmienności wartości wymienionych zmiennych i wskaźnika NAO są zestawione w tabeli 9.

Tabela 9

Zakresy zmienności obserwowanych wartości zmiennych niezależnych stojących w równaniu [16] i zmiennej zależnej (NAO(H)nr) w badanym 29-leciu (1970-1998) oraz ich wartości średnie i odchylenia standardowe

Zmienna	Wartość max	Wartość min	Amplituda	Średnia	Odch. Stand.
DX	2.20	-0.69	2.89	0.498	0.713
PL5-7	0.97	-1.30	2.27	0.036	0.525
F4-9	2.56	-1.16	3.72	0.346	0.812
NAO(H)nr	5.08	-3.78	8.86	1.091	2.007

Analiza wartości zestawionych w tabeli 9 wskazuje, że zakresy zmian wartości zmiennych niezależnych nie zmieniają ich roli w kreowaniu wartości wskaźnika NAO Hurrella w stosunku do charakteryzowanej przez wielkości wag. Najmniejszy zakres zmienności wykazuje zmienna PL5-7, której waga (współczynnik kierunkowy stojący przed zmienną w równaniu [16]) jest również najmniejszy. Z tego względu można uważać, że rola zmian zasobów ciepła między majem a lipcem na Prądzie Labradorским, choć istotna statystycznie, w niezbyt wielkim stopniu wpływa na zmienność wskaźnika NAO. Większy zakres zmienności zmiennej F4-9 jest korygowany przez mniejszą, od stojącej przed zmienną DX, wagę. Uwzględniając jednak zarówno wartości wag, jak i zakresy zmian zmiennych DX i F4-9, rola gradientu między wodami subtropikalnymi a wodami strefy szerokości umiarkowanych w kształtowaniu wartości wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w następnym roku, nie jest już tak przygniatająca. Wpływ zmian stanu termicznego wód między majem a wrześniem na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej (zmienna F4-9) jest tylko o kilkanaście procent mniej ważny.

Dla orientacji o roli zmian wartości zmiennych niezależnych równania [16] w roku r w kreowaniu wartości wskaźnika NAO, który wystąpi w roku $r+1$ podaje się niżej zestawienie tabelaryczne tych wartości oraz odpowiadające im wartości wskaźnika NAO Hurrella. Ponieważ w równaniu [16] wyraz wolny jest równy 0, podaje się jedynie ograniczoną liczbę kombinacji wartości zmiennych równych 0 i |1|. W przypadku odwrócenia znaków zmiennych niezależnych w tabeli 10, uzyska się taką samą wartość wskaźnika NAO z przeciwnym znakiem.

Tabela 10

Wartości zmiennych niezależnych występujących w równaniu [16] i odpowiadające im wartości wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku((NAO(H)nr)

Zmienna	Wartości zmiennych niezależnych							
DX	1	0	0	1	1	-1	0	-1
PL5-7	0	1	0	-1	1	-1	-1	0
F4-9	0	0	1	1	1	0	-1	-1
NAO(H)nr	1.98	-0.65	1.27	3.89	2.60	-1.33	-0.62	-3.24
Przedział ufności:								
-95% gpu	1.37	-1.25	0.27	2.58	1.40	-2.09	-1.78	-4.35
+95% gpu	2.59	-0.05	2.26	5.21	3.80	-0.57	0.54	-2.14

Objaśnienia: -95% gpu - dolna granica 95% przedziału ufności oszacowania wartości NAO(H)nr za pomocą równania [16]; +95% gpu - górna granica 95% przedziału ufności ($p = \pm 0.05$)

Wykres rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą równania [16] względem wartości obserwowanych (patrz ryc. 7) ujawnia, że estymacja wartości dodatnich wskaźnika NAO(H)nr za pomocą równania [16] daje dość dobre rezultaty, w przypadku ujemnych wartości NAO ścisłość związków jest mniejsza. Nie będzie się w tym miejscu dyskutować szerzej przyczyny takiego stanu rzeczy, dość wspomnieć, że zbiór danych wyjściowych zawiera znacznie więcej przypadków dodatnich, niż ujemnych wartości wskaźnika NAO, stąd i ich estymacja jest bardziej wiarygodna. Przegląd wykresu sugeruje jednak wyraźnie, że w równaniu [16] brak co najmniej jeszcze jednej istotnej dla prawidłowego określenia wartości NAO(H)nr zmiennej niezależnej.

Analiza prowadząca do zwiększenia liczby zmiennych niezależnych w równaniu prognostycznym do 4, co stanowi nieprzekraczalne maksimum (7,25 przypadków na jedną zmienną), wykazała, że

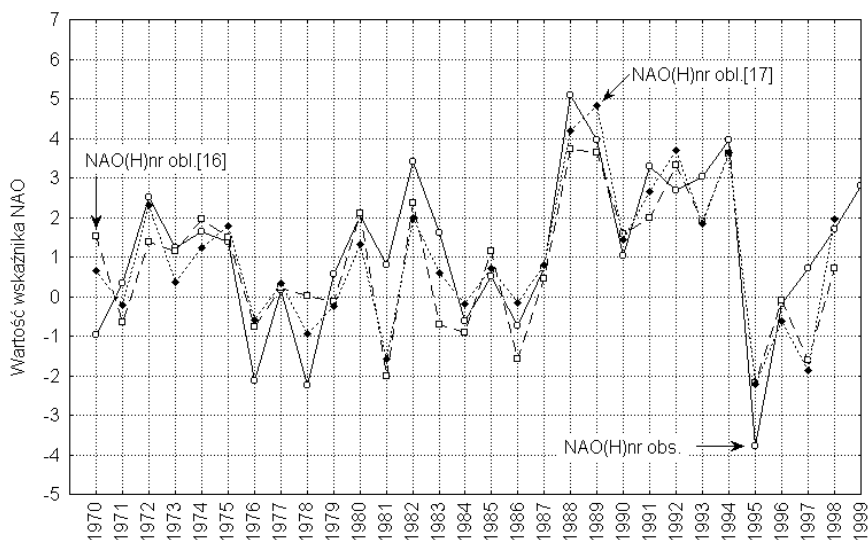
czwartą zmienną może być anomalia TPO z maja w gridzie [40,40] - wschodnia część delty Golfstromu.

Równanie, uwzględniające 4 zmienne niezależne ma postać:

$$\text{NAO(H)nr} = 1.723(\pm 0.266) \cdot \text{DX} - 0.754(\pm 0.252) \cdot \text{PL5-7} + 1.434(\pm 0.416) \cdot \text{F4-9} + 1.546(\pm 0.478) \cdot \text{AN05[40,40]}, \quad [17]$$

a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.8820$, $R^2 = 0.7778$, $F(4,25) = 21.88$, $p < 0.000\ 000$, $\text{BSE} = 1.14$.

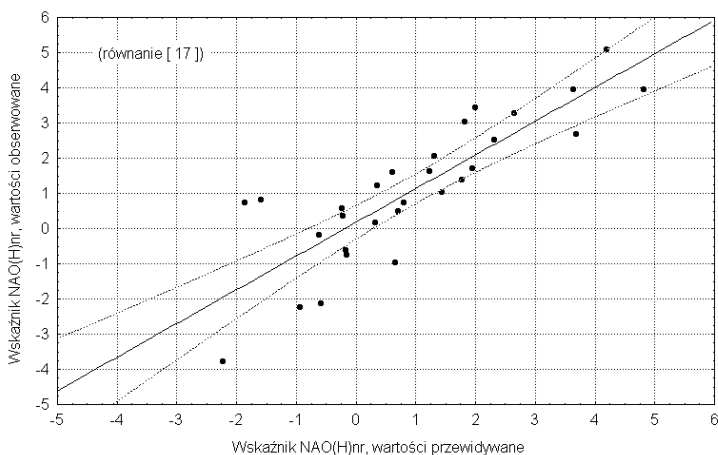
Zmienność zmiennych niezależnych stojących w równaniu [17] objaśnia około 74% zmienności wskaźnika NAO(H), jaki wystąpi w następnym roku. Wartości wszystkich współczynników kierunkowych, stojących przed zmiennymi niezależnymi są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.01$. Zmniejszenie standardowego błędu estymacji w stosunku do równania [16] nie jest tu duże (z 1.30 do 1.14), ale rozkład błędów stał się nieco bardziej korzystny. Porównanie przebiegu wartości obserwowanych wskaźnika NAO oraz oszacowanych przy wykorzystaniu równań [16] i [17] przedstawia rycina 8.



Ryc. 8. Przebiegi obserwowanych wartości wskaźnika NAO Hurrella oraz wartości obliczonych za pomocą równań [16] i [17] w tych samych latach. Uwaga; ze względu na obliczanie wskaźnika NAO jaki wystąpi w roku następnym z wartości anomalii występujących w roku poprzedzającym, oznaczenia lat na rycinie są przesunięte o -1. Rok 1970 na wykresie jest w rzeczywistości rokiem 1971, rok 1971 rokiem 1972, itd.

Analiza rozrzutu wartości obliczonych za pomocą równania [17] względem obserwowanych wskazuje jednak, że nadal w przedziale ujemnych obserwowanych wartości wskaźnika błąd estymacji prognozy jest istotnie większy niż w przypadku estymacji dodatnich wartości wskaźnika NAO (patrz

ryc. 9). Wskazuje to, że liczba zmiennych niezależnych w tym równaniu jest nadal zbyt mała, albo też nie uwzględniono istotnej zmiennej pochodzącej spoza badanego obszaru¹⁴.



Ryc. 9. Wartości wskaźnika NAO Hurrella przewidywane za pomocą równania [17] a wartości obserwowane tego wskaźnika (1971-1999

Zastosowanie aż czterech zmiennych niezależnych w przypadku wykorzystania 29 przypadków stawia natychmiast pytanie o stabilność równania [17]. Dla wyjaśnienia tego problemu przeprowadzono test, polegający na oszacowaniu wartości współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi niezależnymi na podstawie zmniejszonej do 21 wartości liczby przypadków (1970-1990). Test ten dał wynik pozytywny; równanie [17] jest równaniem stabilnym.

Tak więc analiza regresji pozwoliła na potwierdzenie hipotezy, że wartość wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku Hurrella, jaki wystąpi w okresie nadchodzącej zimy w dominującym stopniu determinowana jest przez rozkład zasobów ciepła na Północnym Atlantyku występujący w okresie cieplej pory roku poprzedzającej tę zimą. Analiza regresji pozwoliła również na wskazanie akwenów, których zmienność stanu termicznego odgrywa największą rolę w kształtowaniu zmienności wskaźnika NAO oraz pozwoliła określić, jaki jest wpływ rozkładu przestrzennego znaków i wartości anomalii TPO na wartość wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w okresie zimowym.

Rysowanie się względnie ścisłych i o wysokiej istotności statystycznej związków liniowych między wartościami anomalii TPO występujących na określonych akwenach w danych miesiącach w roku r , a wartościami wskaźników NAO jakie wystąpią w następnym roku ($r+1$) wskazuje jednoznacznie, że

¹⁴ W badaniach, ze względu na ograniczenie danych o TPO do szerokości 61°N w ciągu z lat 1970-1982, nie istniała możliwość uwzględnienia wpływu anomalii TPO z wyższych szerokości. Przypuszczalnie tam właśnie, w atlantyckim sektorze Arktyki, występują akweny, których stan termiczny wywiera istotny wpływ na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej nad omawianym obszarem. Akweny te (Morze Norweskie?, Morze Grenlandzkie?, Morze Barentsa?), jak się wydaje w poważnym stopniu warunkują zimą rozwój południkowych form cyrkulacji. Być może, wydłużanie się długości szeregów obserwacyjnych wraz z upływem czasu, pozwoli w bliższej przyszłości wyjaśnić tą kwestię.

zimowa cyrkulacja atmosferyczna nad Północnym Atlantykiem jest w istotnym i przewidywalnym stopniu regulowana przez wcześniejszy rozkład zasobów ciepła w wodach tego akwenu. Musaelyan (1980) wykazał, że w przypadku występowania dłużej utrzymujących się diabatycznych strumieni ciepła z podłoża do atmosfery o stałej lokalizacji, po upływie około 2 miesięcy warunki początkowe cyrkulacji przestają odgrywać rolę w jej dalszym przebiegu (dokładniej - "ich rola jest pomijalnie mała") i cały, lub niemal cały, charakter dalszej cyrkulacji jest determinowany przez rozkład zewnętrznych źródeł energii. Ponieważ trwałość masywnych i wielkoobszarowych po-letnich anomalii TPO jest duża (rzędu kilku miesięcy), wyjaśnia to wyraźne i względnie ściśle związki między rozkładem anomalii, a charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad oceanem i w zasięgu jego termicznego oddziaływania.

5. Długoterminowa prognoza warunków termicznych okresu zimowego na polskim wybrzeżu Bałtyku

Istnienie związków między rozkładem anomalii TPO na Północnym Atlantyku, a charakterem występującej później cyrkulacji atmosferycznej pozwala na poczynienie pewnych założeń, odnośnie możliwości konstrukcji metody długoterminowej prognozy warunków termicznych okresu zimowego. Można na przykład założyć, tak jak to uczyniono w początkowej części tej pracy, że jeśli wartość wskaźnika NAO jest prognozowalna, to istnieje również droga prognozowania warunków termicznych zim na polskim wybrzeżu Bałtyku za pośrednictwem wskaźnika NAO. Droga ta rysuje się następująco:

anomalie TPO w gridach kontrolnych → prognoza wskaźnika NAO → prognoza warunków termicznych zimy w Polsce Północno-Zachodniej i na polskim wybrzeżu Bałtyku.

Tego rodzaju droga, może słuszną z punktu widzenia logiki, nie wydaje się jednak najlepsza z czysto obliczeniowego punktu widzenia. Prognoza wartości wskaźnika NAO jest obciążona błędem. Podobnie, obciążona błędem jest prognoza np. sumy temperatur okresu zimy (01-03) ze wskaźnika NAO. Błędy obu prognoz będą się wymnażać.

Jeśli przyjmie się za podstawę prognozy warunków zimy równanie [17] pozwalające na oszacowanie wartości wskaźnika NAO Hurrella w nadchodzącej zimie, którego współczynnik determinacji wynosi około 0.78, i z tego równania obliczy się średnią temperaturę okresu stycznia, lutego i marca w Gdyni, Ustce lub Świnoujściu (najwyższy ze wszystkich stacji współczynnik determinacji, równy około 0.54; patrz równania [2], [3], [4]) otrzyma się wynik, którego współczynnik determinacji nie przekroczy 0.42. Nie jest to może wynik najgorszy z klimatologicznego punktu widzenia, ale i daleki od tego, czego oczekiwać można od prognozy, którą zamierza się stosować. W przypadku szacowania zimowych wartości temperatury miesięcznej na stacjach polskiego wybrzeża Bałtyku uzyska się współczynniki determinacji w granicach od 0.19 (grudzień) do 0.32 (styczeń), co czyni wątpliwym sens takiego działania.

Również próba bezpośredniej estymacji temperatury miesięcznej przy pomocy zmiennych niezależnych stojących w równaniu [16], za pomocą którego można estymować wartości wskaźnika NAO Hurrella, mające wystąpić w okresie nadchodzących zim, potwierdza ten punkt widzenia. Przykładowe zestawienie istotności statystycznej współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi niezależnymi zawartymi w równaniu [16], za pomocą których bezpośrednio szacowano temperatury miesięczne w Gdyni (podobny obraz uzyskuje się i dla pozostałych stacji) zawiera tabela 11.

W ciągu działań zmierzających do szacowania temperatury poprzez wcześniejsze prognozowanie wskaźnika NAO występuje relacja przechodnia, niesymetryczna: anomalie TPO warunkują wartość wskaźnika NAO, wartość wskaźnika NAO warunkuje temperaturę miesięczną i średnią okresu zimowego. Wskazuje to jednoznacznie, że temperatura miesięczna jest uzależniona od anomalii TPO.

Czyni to możliwość pójścia drogą "na skróty". Droga ta jest o tyle uzasadniona, że wskaźnik NAO nie jest narzędziem idealnym, daleko nie wszystkie cechy cyrkulacji atmosferycznej w rejonie północno-wschodniego Atlantyku i NW Europy wskaźnik ten opisuje.

Tabela 11

Zestawienie istotności statystycznej oszacowania współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi niezależnymi równania [16] w przypadku szacowania za pomocą tych zmiennych temperatury miesięcznej w Gdyni i współczynnik determinacji (popr. R^2) oszacowania temperatury miesięcznej (1971-1998) przy pomocy równania zawierającego te zmienne

Miesiąc	DX	PL5-7	F4-9	Popr. R^2
12	-	-	+	0.34
01	+	+	-	0.36
02	-	-	-	0.13
03	-	+	-	0.27

Objaśnienie do tabeli 11:

- + ; oszacowanie współczynnika kierunkowego stojącego przed zmienną istotne statystycznie ($p < 0.05$),
- ; oszacowanie współczynnika kierunkowego nieistotne statystycznie ($p > 0.05$)

Wiadomo już, że warunki cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem uzależnione są, oprócz innych, niezdefiniowanych tu czynników, od rozkładu przestrzennego i wielkości anomalii TPO w różnych momentach występujących na Północnym Atlantyku. Dalej wiadomo, że odchylenia cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem wywierają wpływ na termikę powietrza w rejonie bałtyckim. Można w takim razie założyć ponownie model typu "czarnej skrzynki", w którym znane są efekty na jej wejściu (anomalie TPO) i pewne efekty na jej wyjściu (odchylenia temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych, średnich sezonowych, średnich rocznych, na konkretnym obszarze), ignorując funkcjonowanie cyrkulacji atmosferycznej. Założenie takie wydaje się tym bardziej umotywowane, że bieg temperatur miesięcy zimowych na obszarze południowobałtyckim (i w Polsce) wykazuje dość wysokie i istotne statystycznie korelacje bezpośrednio z biegiem anomalii temperatury wody w niektórych gridach. Korelacje te są asynchroniczne i charakteryzują się zróżnicowanymi przesunięciami fazowymi. Niektóre z takich przykładów przedstawiają ryciny 10-13.

Zależności te (nie wnikając w rzeczywisty mechanizm ich funkcjonowania), zakładając istnienie zależności liniowych, można ustalić drogą analizy statystycznej, estymując parametry równań regresji wielokrotnej, w której:

$$T_{Sm} = C + a \cdot G_n(i) + b \cdot G_m(j) + c \cdot G_o(k) \dots ,$$

gdzie:

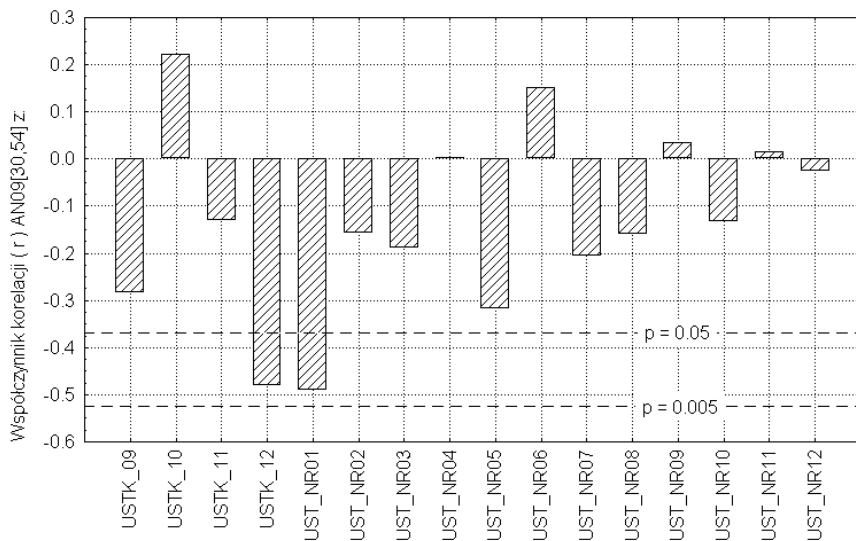
T_{Sm} - temperatura średnia miesięczna na stacji S w miesiącu m,

C - wyraz wolny równania regresji wielokrotnej,

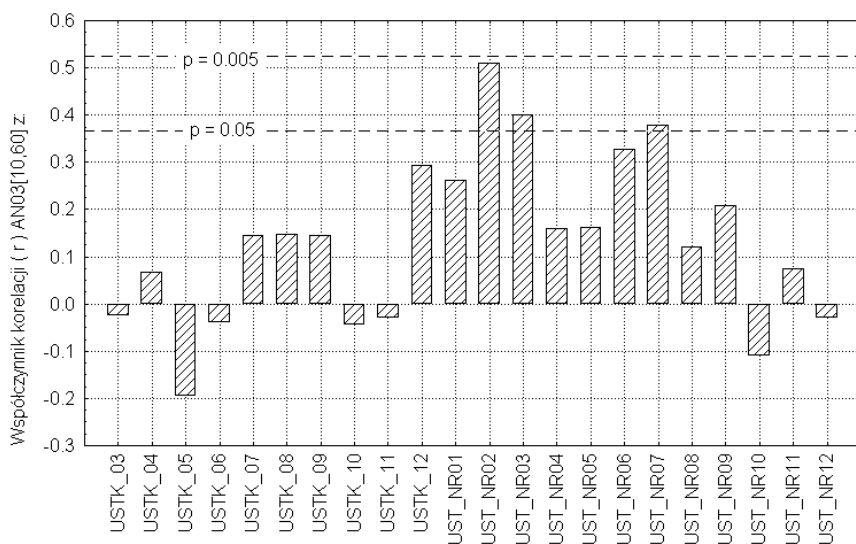
a,b,c - współczynniki regresji kolejnych wektorów (składowych) równań regresji,

$G_n(i)$ - anomalia TPO w gridzie n, w miesiącu i, gridzie m w miesiącu j ... ,

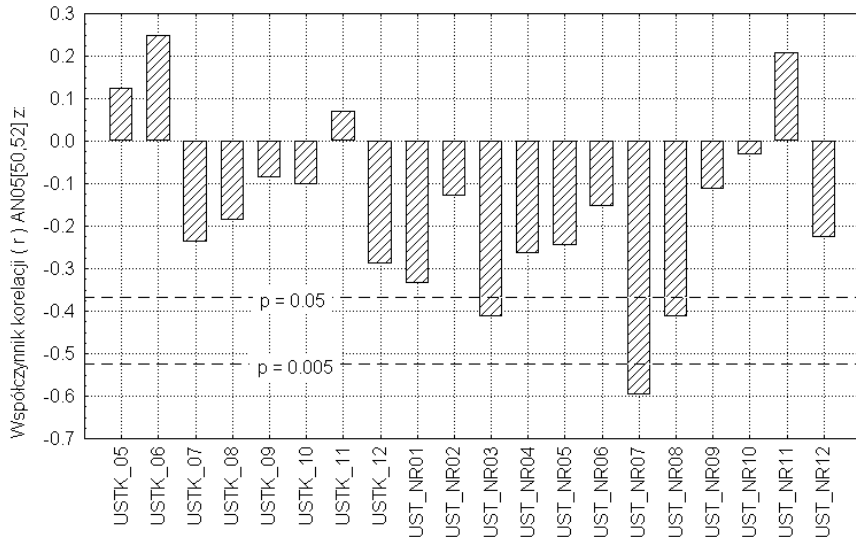
czyli przejść bezpośrednio od anomalii TPO z okresu poprzedzającego do prognozy temperatury powietrza na danej stacji w danym miesiącu, eliminując potrzebę obliczania wskaźnika NAO i redukując wielkość błędów związanych z kolejnymi estymacjami.



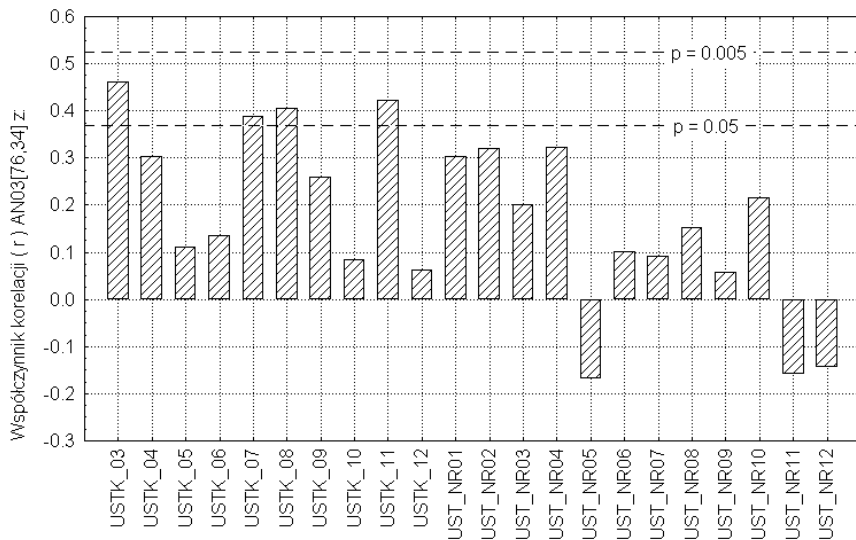
Ryc. 10. Rozkład wartości współczynników korelacji liniowej między ciągiem anomalii TPO z września występujących w gridzie [30,54] (AN09[30,54] - centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku) a ciągami temperatury miesięcznej od września do grudnia następnego roku (NR) na stacji Ustka. Oznaczono poziomy istotności $p = 0.05$ i $p = 0.005$ dla $n = 28$ (okres 1971 - 1998)



Ryc. 11. Rozkład wartości współczynników korelacji liniowej między ciągiem anomalii TPO z marca występujących w gridzie [10,60] (AN03[10,60] - podejście wód Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej) a ciągami temperatury miesięcznej od marca do grudnia następnego roku (NR) na stacji Ustka. Oznaczono poziomy istotności $p = 0.05$ i $p = 0.005$ dla $n = 28$ (okres 1971 - 1998)



Ryc. 12. Rozkład wartości współczynników korelacji liniowej między ciągiem anomalii TPO z maja występujących w gridzie [50,52] (AN05[50,52] - wody znajdujące się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego) a ciągami temperatury miesięcznej od maja do grudnia następnego roku (NR) na stacji Ustka. Oznaczono poziomy istotności $p = 0.05$ i $p = 0.005$ dla $n = 28$ (okres 1971 - 1998)



Ryc. 13. Rozkład wartości współczynników korelacji liniowej między ciągiem anomalii TPO z marca występujących w gridzie [76,34] (AN03[76,34] - Golfstrom na SE od Cape Hatteras) a ciągami temperatury miesięcznej od marca do grudnia następnego roku (NR) na stacji Ustka. Oznaczono poziomy istotności $p = 0.05$ i $p = 0.005$ dla $n = 28$ (okres 1971 - 1998)

Do szacowania wartości temperatury miesięcznej grudnia przyjęto ciągi anomalii TPO z okresu od stycznia do października lat 1970-1998 w gridach kontrolnych i ciąg temperatur grudnia na rozpatrywanych stacjach z okresu tych samych lat (1970-1998; ciągi 29 elementowe). Do szacowania wartości temperatury stycznia, lutego i marca następnego roku przyjęto ciągi miesięcznych anomalii TPO z okresu od stycznia do grudnia lat 1970-1998 i ciągi odpowiednich temperatur miesięcznych z okresu od 1971 do 1998 roku (ciągi 28 elementowe)¹⁵.

Dla zapewnienia stabilności związków ograniczono się do konstrukcji równań z trzema zmiennymi niezależnymi. W niektórych przypadkach, jako kolejne przybliżenie konstruowano równanie z 4 zmiennymi, starając się znaleźć uzupełniającą, czwartą zmienną o najwyższej istotności statystycznej. Każdorazowo testowano istotność statystyczną oszacowania współczynników kierunkowych (testem t), dążąc do tego, aby była ona nie większa niż 0.01. Arbitralnie założono, że poziom istotności równania, aby mogło one zostać uznane za równanie prognostyczne, nie może być większy niż 0.001 (poziom ufności 99.9%). Stabilność równań badano estymując parametry równania ze zmniejszoną od 3 do 8 liczbą przypadków i porównując wartości estymowanych w ten sposób współczynników kierunkowych z wartościami estymowanymi za pomocą większej liczby przypadków oraz wartości ich błędów standardowych estymacji. Równanie zostawało uznane za stabilne w przypadku, gdy różnice wartości współczynników kierunkowych oszacowanych na podstawie odmiennej liczby przypadków były do siebie na tyle podobne, że nie wykrywały poza wzajemnie wyznaczone granice ich błędów standardowych.

Najtrudniejszym zadaniem było określenie doboru zmiennych niezależnych do równania prognostycznego. Do tego celu posługiwano się analizą korelacyjną, analizą wariancji, analizami skupień, metodami regresji krokowej. Oprócz spełnienia wymogów formalnych każda z wprowadzonych do równania zmiennych musiała być zrozumiała, co oznacza, że sens fizyczny jej działania musiał być zrozumiały w świetle wiedzy i wyobrażeń autora na temat mechanizmów oddziaływania strumieni ciepła z oceanu do atmosfery na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej, cyrkulacji wód oceanicznych i procesów formowania się oraz utrzymywania się anomalii temperatury powierzchni oceanu. Do tych ostatnich celów wykorzystywano również komplety dobowych i 12 godzinnych map dolnych pola ciśnienia, map rozkładów wysokości poziomów izobarycznych 700, 500 i niekiedy 300 hPa oraz pola temperatury występującej na danym poziomie zestawionych w zbiorze Global Historical Fields (v.1.0, 1994) - patrz: media elektroniczne. Dla określenia i zrozumienia wpływu rozkładu anomalii TPO autor analizował rozwój procesów synoptycznych nad Północnym Atlantykiem i Europą w okresie kolejnych zim lat 1970-1992.

5.1. Wyniki - równania wiążące anomalie TPO na Północnym Atlantyku z temperaturą miesięczną zimy w następnym roku i ich charakterystyka

Wyniki analizy pozwoliły na ustalenie kilku równań regresji, wiążących bezpośrednio wartości temperatur średnich miesięcznych wybranych stacji z anomaliami średnimi miesięcznymi TPO występującymi w określonych gridach kontrolnych i pochodzących z odpowiednich momentów (miesiące tego samego roku i/lub roku poprzedzającego). Dalej przedstawi się wyniki analizy w porządku chronologicznym - od grudnia do marca.

¹⁵ Wszystkie obliczenia i analizy, również poprzednie, przeprowadzono za pomocą odpowiednich modułów programu STATISTICA PL., v.5.0 i 5.5 firmy StatSoft.

Analiza równań wiążących temperaturę powietrza na stacjach z wartościami anomalii TPO w wybranych gridach kontrolnych wykazała, że wartość wyrazu wolnego w równaniu jest bliska (od ± 1 do $\pm 2.3^{\circ}\text{C}$) wartości średniej miesięcznej temperatury powietrza z badanego wielolecia (1970-1998) na danej stacji, zaś odchylenia od tej wartości generowane są przez znaki i wartości anomalii TPO występujących na Północnym Atlantyku, wchodzących w skład równania jako zmienne niezależne.

Dla syntezy charakterystyki związku średniej miesięcznej temperatury powietrza na polskim wybrzeżu z wartościami anomalii TPO wprowadzi się dalej dodatkową wartość, noszącą nazwę "Wybrzeże" (WYB). Będzie to temperatura miesięczna, obliczona jako średnia z rozpatrywanych 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (bez Bornholmu). Dla "Wybrzeża" będą sporządzane wykresy rozrzutu wartości prognozowanych temperatury miesięcznej za pomocą odpowiednich równań, względem wartości obserwowanych.

5.1.1. Grudzień

Równanie, wiążące warunki termiczne grudnia ze stanem termicznym Północnego Atlantyku jest następujące:

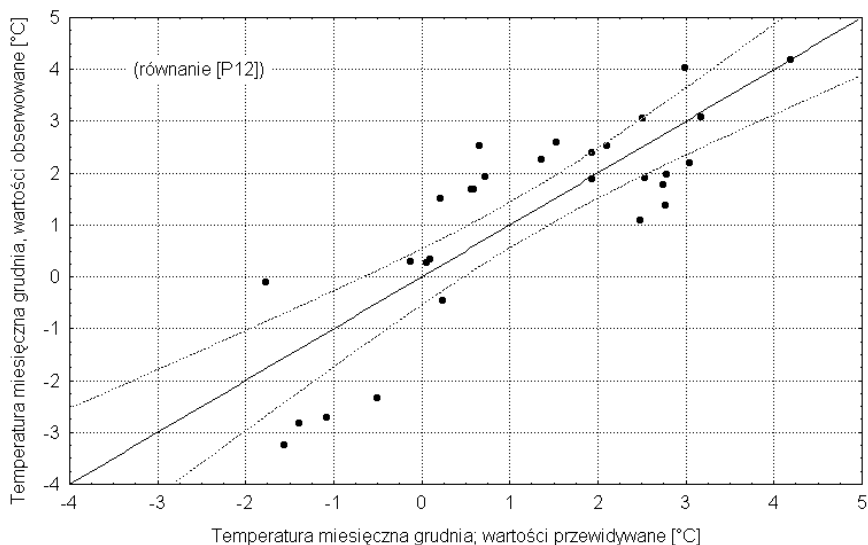
$$T_{12}(s) = A + b \cdot F_{3-9} + c \cdot AN_{08}[20,40] + d \cdot AN_{03}[40,52], \quad [P12^{16}]$$

a wyrazy wolne i współczynniki kierunkowe oraz charakterystyki statystyczne równań estymujących temperaturę średnią miesięczną na omawianych stacjach zestawione są w tabeli 12. Wykres estymowanych za pomocą równania [P12] wartości temperatury powietrza względem wartości obserwowanych dla "Wybrzeża" przedstawia rycina 14.

Wszystkie przedstawione równania są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.00005$) i objaśniają od 65 do 59% zmienności temperatury średniej miesięcznej grudnia na polskim wybrzeżu. Zwraca uwagę fakt, że błąd standardowy estymacji na wszystkich stacjach jest zbliżony i stosunkowo mały ($\pm 1.1 \div 1.4^{\circ}\text{C}$), oraz to, że stosunkowo nieznacznie rośnie wraz z oddalaniem się od linii brzegowej. Nieco gorsze rezultaty uzyskuje się dla Bornholmu ($d \sim 55\%$), gdzie z kolei błąd standardowy estymacji jest znacząco mniejszy ($\pm 0.89^{\circ}\text{C}$). Stanowi to efekt, już wcześniej wspomnianego, silnego oddziaływania termicznego Bałtyku na temperaturę powietrza w początku zimy na Bornholmie i związanej z tym mniejszej, niż obserwuje się to wzdłuż linii brzegowej Polski, zmienności temperatury grudnia.

W skład równania [P12] wchodzi różnica wartości anomalii TPO między marcem a wrześniem występujące w końcowym odcinku Prądu Północnoatlantyckiego na podejściu wód do Bramy Farero-Szetlandzkiej, sierpniowe anomalie z obszaru wschodniej części Północnego Atlantyku z obszaru na ENE od Azorów i marcowe anomalie z akwenu położonego na N od delty Golfstromu. Znaki współczynników kierunkowych stojących przed dwoma ostatnimi wektorami równania [P12] są ujemne, co oznacza, że wystąpienie w tych rejonach dodatnich anomalii TPO powodować będzie spadek temperatury średniej miesięcznej grudnia na polskim wybrzeżu Bałtyku i nad Bałtykiem Południowym i Południowo-Wschodnim. Znak, stojący przed pierwszym wektorem równania jest dodatni.

¹⁶ Wprowadzono tu odmienny system oznaczania równań. Równania "progностyczne" będą oznaczane symbolem P z numeracją miesiąca. W przypadku więcej niż jednej wersji równania progностycznego dla danego miesiąca, kolejne wersje będą numerowane po kropce, oddzielającej numer miesiąca. Pozostałe (nieprogностyczne) równania zachowają kolejność dotychczasowej numeracji.



Ryc. 14. Wartości temperatury grudnia dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od marca do września tego samego roku za pomocą równania [P12], względem wartości obserwowanych. Oznaczony 95% poziom ufności

Tabela 12

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P12], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi grudnia na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi grudnia obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm)

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,25)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	0.76	1.97	-1.22	-0.73	0.8107	0.6161	16.0	0.000 005	1.20
2	SZC	0.45	2.05	-1.33	-0.82	0.7980	0.5933	14.6	0.000 011	1.35
3	BOR	1.90	1.07	-0.64	-0.71	0.7748	0.5523	12.5	0.000 034	0.89
4	KOS	0.09	1.99	-1.12	-0.87	0.8241	0.6407	17.6	0.000 002	1.17
5	UST.	0.61	1.88	-1.11	-0.87	0.8332	0.6575	18.9	0.000 001	1.10
6	GDY	0.94	1.75	-1.17	-0.77	0.8122	0.6187	16.1	0.000 005	1.14
7	ELB	-0.91	2.03	-1.40	-0.84	0.8181	0.6295	16.9	0.000 003	1.29
8	WYB	0.32	1.94	-1.22	-0.82	0.8263	0.6447	17.9	0.000 002	1.16

objaśnienie do tabeli:

R - współczynnik korelacji wielokrotnej,

popr. R² - poprawiony ze względu na liczbę stopni swobody współczynnik determinacji (miara objaśnienia wariacji temperatur średnich miesięcznych przez zmienność zmiennych niezależnych stojących w równaniu [P12]),

F(3,25) - wartość testu F (w nawiasie - liczba stopni swobody),

p - prawdopodobieństwo przypadkowego otrzymania wyniku (miara istotności statystycznej),

BSE - błąd standardowy estymacji wartości temperatury średniej miesięcznej przez równanie [°C].

Wartość F3-9 (patrz równanie [12]) stanowi różnicę między zasobami ciepła na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej między marcem a wrześniem. Jeśli we wrześniu na tym akwenie zasoby ciepła w wodach będą większe od średniej klimatycznej w stosunku do podobnych zasobów w marcu, wartość wyrażenia F3-9 będzie ujemna.

Wody, które Prąd Północnoatlantycki we wrześniu doprowadza do Bramy Farero-Szetlandzkiej, w grudniu znajdować się będą już w północnej części Morza Norweskiego. Nie zdążą one, do grudnia, mimo wcześniejszych strat ciepła, oddać ciepła do atmosfery i nad północną częścią Morza Norweskiego (centrum 68-70°N) utrzymać się będzie w grudniu dodatnia anomalia TPO. Wystąpienie w tym rejonie anomalii dodatnich (większe zasoby ciepła w wodach) sprzyjać będzie wzmożonemu przekazowi ciepła do atmosfery. W rezultacie, jeśli wiosną nie będą przez Bramę Farero-Szetlandzką przepływały wody o zwiększonym zasobie ciepła, które spowodowałyby występowanie powyżej (w jeszcze wyższych szerokościach) zwiększenia zasobów ciepła w wodach, nad tym obszarem w początku zimy rozpoczną się intensywne procesy cyklonogenezy (lub regeneracji układów niżowych). Będą to niży nie wiążące się układem izobar z niżami przechodzącymi nad Islandią. Efektem występowania takich sytuacji synoptycznych będzie, przy przemieszczaniu się wspomnianych układów niżowych przez Półwysep Skandynawski na wschód, zwiększenie częstości adwekcji powietrza z NW i N nad obszar zachodniej części basenu Bałtyku (i Polskę). Jeśli w okresie wiosennym przez Bramę Farero-Szetlandzką przepływać będą wody cieplejsze od średniej klimatycznej, a we wrześniu w tych wodach zasób ciepła będzie mniejszy (dodatnia wartość wyrażenia F3-9), to słabe dodatnie anomalie TPO pojawią się z początkiem zimy na pograniczu Morza Barentsa i Grenlandzkiego (Prąd Zachodniospitsbergeński) lub/i na Morzu Barentsa. Występować będą wtedy tendencje do przedłużania tras niżów dochodzących do rejonu Islandii na NE, w rezultacie czego niży na tym obszarze będą często układami dwuosiowymi (dwucentrowymi), o silnie wydłużonej osi zorientowanej SW-NE, po SE stronie których będą następowały nad obszar zachodniej i środkowej części Bałtyku adwekcje powietrza z sektora od SW do W. Będzie to, w obrazie synoptycznym sytuacja, odpowiadająca pozytywnej fazie NAO.

Występująca z końcem lata (sierpień) dodatnia anomalia po wschodniej stronie Północnego Atlantyku w szerokościach umiarkowanych (grid [20,40]) charakteryzuje się na ogół dużą trwałością i istnieje, nawet jeśli jest to tylko anomalia radiacyjna, z reguły co najmniej do początku zimy. Jeśli jednocześnie z wystąpieniem dodatniej anomalii na wodach leżących na ENE od Azorów (grid [20,40]), wystąpią dodatnie anomalie po wschodniej stronie Atlantyku, w szerokościach umiarkowanych (np. w gridach [10,40] i [10,60]) i wysokich, spowoduje to statystycznie znaczący wzrost częstości występowania po wschodniej stronie Atlantyku i nad Europą Zachodnią górnego klina o dużej amplitudzie. W takiej sytuacji obszar Bałtyku znajduje się po wschodniej stronie górnego klina, w której dominuje w środkowej troposferze przenos z NW (powietrza znad atlantyckiej Arktyki - głównie Morza Grenlandzkiego). W dolnej troposferze częściej niż przeciętnie występować również tam będą układy wyżowe. Tak więc występowanie dodatniej anomalii w obu tych rejonach przyczynia się do wystąpienia w grudniu zwiększonej częstości występowania południkowych form cyrkulacji, w których obszar Południowego Bałtyku znajdować się będzie w strefie przenosu z NW do N, lub też - z E-NE

Rola anomalii TPO z końcowego okresu zimowego wychłodzenia (marzec) w gridzie [40,52] w kształtowaniu temperatury średniej miesięcznej grudnia jest mniejsza; ujemne anomalie w tym rejonie powstające z końcem zimy również są na ogół bardzo trwałe i mają tendencję (jeśli nawet zanikną latem) do odtwarzania się z początkiem zimy. Jednak z początkiem zimy anomalie te będą

znajdowały się już znacznie dalej na wschód - północo-wschód niż rejon, w którym zostały po raz pierwszy odnotowane. Wystąpienie w tym rejonie - centralnej partii Północnego Atlantyku w szerokościach 50-60 - anomalii ujemnych, wzmacnia tendencję do rozwoju form strefowych cyrkulacji, pociągających za sobą wzrost temperatury powietrza nad obszarem Południowego Bałtyku.

Łączne oddziaływanie zmiennych występujących w równaniu [P12] jest takie, że jeśli wartości AN08[20,40] i AN03[40,52] będą ujemne, zaś wartość F3-9 dodatnia, to z początkiem zimy wystąpi silna cyrkulacja strefowa, dla której charakterystyczne będzie znaczące zwiększenie częstości adwekcji mas powietrza z SW do W, przekładające się na równie znaczący wzrost miesięcznej temperatury powietrza w grudniu. Odwrotny układ znaków będzie wymuszał rozwój silnych południkowych form cyrkulacji nad wschodnią częścią Północnego Atlantyku i Europą Zachodnią; jeśli wartości AN08[20,40] będą wysokie (> 1.7 deg) przy jednoczesnych dodatnich wartościach AN03[40,52], (> 1.0 deg) można spodziewać się już w grudniu rozwoju blokady przenosu zachodniego w rejonie NE Europy (z centrum gdzieś od Wysp Brytyjskich po Półwysep Skandynawski i/lub Rosję).

Ponieważ ostatnia (najpóźniejsza) wartość anomalii TPO, potrzebna do wyliczenia wartości wyrażenia F3-9 pochodzi z września, szacunek temperatury miesięcznej grudnia na stacjach polskiego wybrzeża można przeprowadzić w połowie października. Daje to półtoramiesięczne wyprzedzenie prognozy.

5.1.2. Styczeń następnego roku

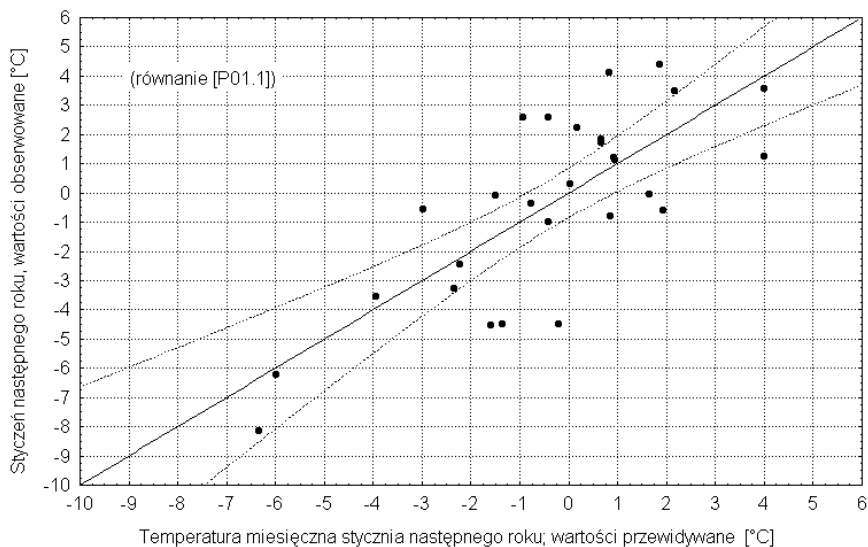
Temperatura styczna, najchłodniejszego obecnie miesiąca zimowego nad obszarem Bałtyku Południowego i Południowo-Wschodniego oraz nad obszarem Polski, decyduje o charakterze termicznym zimy. Temperatura stycznia na wybrzeżu jest słabo i nieistotnie skorelowana z temperaturą grudnia ($r = 0.37$, $p > 0.05$), można twierdzić, że między temperaturą grudnia i stycznia brak jest związków. Wyraźniejsze związki występują między temperaturą stycznia i lutego; współczynnik korelacji między temperaturą tych miesięcy jest równy 0.47 ($p < 0.011$). Przeważnie po chłodniejszym od normy klimatycznej styczniu następuje odpowiednio chłodniejszy luty. Między innymi te właśnie przyczyny zmuszają do poświęcenia większej uwagi związkom między TPO, a temperaturą stycznia następnego roku

Prognoza temperatury średniej miesięcznej stycznia następnego roku jest zagadnieniem bardziej skomplikowanym od prognozy temperatury grudnia i względnie zadawalające rezultaty uzyskuje się dopiero po zastosowaniu co najmniej dwóch przybliżeń. Najpóźniejsza zmienna w równaniu pierwszego przybliżenia [P01.1] pochodzi z września, co umożliwia oszacowanie temperatury stycznia następnego roku już w połowie października, kiedy będzie dostępna wartość temperatury lub anomalii TPO w gridzie [30,54]. Daje to wyprzedzenie około 2.5 miesięczne. Tę prognozę określi się mianem prognozy wczesnej.

Równanie, wiążące warunki termiczne stycznia następnego roku ze stanem termicznym Północnego Atlantyku jest następujące:

$$T01nr(S) = A + b \cdot AN09[30,54] + c \cdot AN08[60,30] + d \cdot PL5-7, \quad [P01.1]$$

a wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne tego równania są zestawione w tabeli 13. Wykres wartości temperatury stycznia następnego roku oszacowanych dla "Wybrzeża" za pomocą tego równania względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 15.



Ryc. 15. Wartości temperatury miesięcznej stycznia dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od maja do września poprzedniego roku za pomocą równania [P01.1] względem wartości obserwowanych. Pierwsze przybliżenie szacunku temperatury stycznia następnego roku

Tabela 13

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P2.w1], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi styczniowymi następnego roku obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm) w pierwszej wersji prognozy "wczesnej"

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,24)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	-0.16	-2.12	3.07	-1.72	0.7482	0.5047	10.2	0.000 165	2.19
2	SZC	-0.54	-2.50	3.27	-1.90	0.7485	0.5052	10.2	0.000 163	2.46
3	BOR	0.92	-1.45	2.40	-1.49	0.7513	0.5100	10.4	0.000 145	1.66
4	KOS	-0.70	-2.21	3.31	-1.89	0.7705	0.5428	11.7	0.000 065	2.18
5	UST.	-0.25	-2.06	3.14	-1.80	0.7656	0.5334	11.3	0.000 080	2.09
6	GDY	0.07	-1.88	3.45	-1.85	0.7834	0.5655	12.7	0.000 036	1.98
7	ELB	-1.82	-2.39	3.62	-2.26	0.7606	0.5259	11.0	0.000 099	2.52
8	WYB	-0.57	-2.19	3.31	-1.90	0.7671	0.5370	11.4	0.000 075	2.20

Objaśnienia do tabeli 13 jak do tabeli 12

Wszystkie wersje równania [P01.1] są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.0005$), oszacowania wartości współczynników kierunkowych są bez wyjątku istotne na poziomie $p < 0.01$. Zmienność zmiennych niezależnych stojących w tym równaniu objaśnia od 50 do 56% zmienności temperatury stycznia następnego roku. Błędy standardowe estymacji temperatury miesięcznej stycznia są w tej

wersji prognozy wczesnej dość duże - mieszczą się w granicach od około ± 2 do $\pm 2.5^{\circ}\text{C}$. Wyraźnie mniejszy błąd standardowy oszacowania temperatury na Bornholmie jest skutkiem tych samych przyczyn, o których wspomniano już przy omawianiu szacowania temperatury grudnia. Wykres rozrzutu wartości obliczonych względem obserwowanych (ryc. 15) wskazuje, że o ile oszacowanie dodatnich wartości temperatury może być uznane za jeszcze dostateczne, to podobne oszacowanie wartości ujemnych charakteryzuje się bardzo dużym błędem.

Przyczyny takiego stanu rzeczy można dopatrywać się w tym, że zmienne stojące w równaniu [P01.1] są bardzo podobne do zmiennych stojących w równaniach [14] i [16], za pomocą których szacować można wartość zimowego wskaźnika NAO. Jest to, w niezmięnionej postaci zmienna PL5-7, zmienna DX stanowiła uśrednienie różnicy anomalii między gridami [40,34] a [30,54] od sierpnia do października. Tą ostatnią zmienną "zastępuje" para niejednoczesnych zmiennych - anomalia TPO z sierpnia na Morzu Sargassowym (AN08[60,30]) i anomalia TPO z września na akwenie charakteryzującym stan termiczny wnętrza kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (AN09[30,54]). Oszacowanie wskaźnika NAO charakteryzuje się podobnym rozkładem błędów - stosunkowo niewielkimi błędami w zakresie dodatnich wartości wskaźnika i znacznie większymi błędami w zakresie wartości wskaźnika bliskich i mniejszych od zera.

Nieco lepszy rozkład błędów w zakresie ujemnych temperatur powietrza uzyskuje się w przypadku modyfikacji równania [P01.1] polegającej na zamianie zmiennych niezależnych AN08[60,30] i AN09[30,30,54] przez różnicę anomalii wrześniowych między Morzem Sargassowym a wnętrzem kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku, którą oznaczy się jako:

$$DA09 = AN09[60,30] - AN09[30,54], \quad [18]$$

i wprowadzeniu nowej zmiennej niezależnej, jaką jest AN03[76,34], charakteryzującą wartość marcowej anomalii TPO na Golfstronie. Równanie prognostyczne przybiera wtedy kształt:

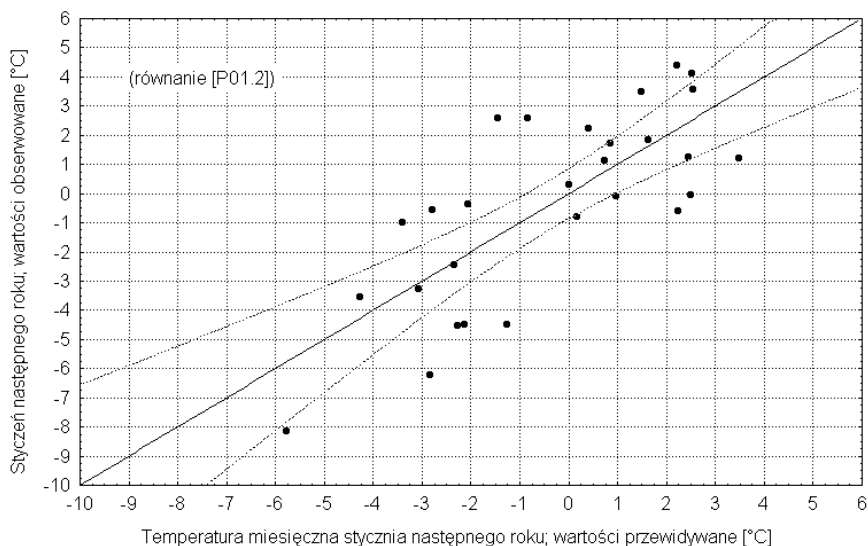
$$T01nr(S) = A + b \cdot DA09 + c \cdot AN03[76,34] + d \cdot PL5-7. \quad [P01.2]$$

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych oraz charakterystykę statystyczną równań zestawiono w tabeli 14, wykres estymowanych przy pomocy równania [P2.w2] wartości temperatury stycznia następnego roku względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 16.

Różnice, jakie zachodzą między oboma wersjami prognozy wczesnej są statystycznie nieistotne. Pierwsza wersja daje nieznacznie lepsze estymacje temperatury miesięcznej stycznia we wschodniej części wybrzeża Polski niż w zachodniej jego części, wersja druga, nieznacznie lepsze wyniki na wybrzeżu środkowym, niż na zachodnich i wschodnich jego krańcach. W drugiej wersji nieco lepiej szacowane są wartości ujemnych temperatur niż w wersji pierwszej.

Interpretacja działania zmiennych, stojących w obu równaniach jest stosunkowo prosta. Im będzie większy z końcem lata - początkiem jesieni (we wrześniu) gradient termiczny między Morzem Sargassowym a wnętrzem kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku, tym silniej zaznaczać się będzie zimą tendencja do rozwoju form cyrkulacji strefowej. Wiązać się to będzie z kształtowaniem się charakteru fali długiej nad Północnym Atlantykiem - zmniejszeniem liczby falowej (dominacja 4) i ograniczeniem jej amplitudy (wzrost częstości występowania słabo zarysowanej górnej zatoki z wierzchoł-

kiem w szerokościach czterdziestych nad środkową częścią Północnego Atlantyku). Zmienne DA09, AN09[30,54] i AN08[60,30] rejestrują bezpośrednio lub pośrednio wartość i znak tego gradientu.



Ryc. 16. Wartości temperatury miesięcznej stycznia dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od marca do września poprzedniego roku za pomocą równania [P01.2] względem wartości obserwowanych. Drugie przybliżenie szacunku temperatury stycznia następnego roku

Tabela 14

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P2.w1], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm) w drugiej wersji prognozy "wczesnej"

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,24)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	-1.93	2.06	1.31	-1.68	0.7522	0.5166	10.4	0.000 140	2.17
2	SZC	-2.44	2.35	1.43	-1.88	0.7520	0.5095	10.3	0.000 147	2.45
3	BOR	-0.58	1.44	1.10	-1.47	0.7693	0.5408	11.6	0.000 068	1.61
4	KOS	-2.53	2.13	1.36	-1.85	0.7623	0.5287	11.1	0.000 092	2.16
5	UST.	-1.99	1.99	1.29	-1.76	0.7588	0.5228	10.9	0.000 107	2.12
6	GDY	-1.60	1.93	1.20	-1.76	0.7510	0.5295	10.3	0.000 147	2.10
7	ELB	-3.69	2.35	1.38	-2.19	0.7487	0.5055	10.2	0.000 161	2.57
8	WYB	-2.37	2.13	1.33	-1.85	0.7590	0.5231	10.9	0.000 106	2.24

Objaśnienia do tabeli 14 jak do tabeli 12.

Zmienna PL5-7, występująca w obu równaniach prognozy "wczesnej", informuje o zmianie zasobów ciepła między majem a lipcem na Prądzie Labradorским. Jeśli zasoby ciepła od maja do lipca w strefie oddziaływania Prądu Labradorskiego będą wzrastać ponad średnią klimatyczną, różnica anomalii będzie miała znak ujemny, stojący przed zmienną PL5-7 w równaniach [P01.1] i [P01.2] znak minus, doprowadzi do wzrostu temperatury powietrza nad obszarem bałtyckim, odwrotna sytuacja - pogłębienie się anomalii lipcowej w stosunku do majowej (spadek zasobów ciepła powodowany przedłużającym się w czasie wyrzutem chłodnych wód Prądu Labradorskiego), da dodatnią wartość zmiennej PL5-7, co przy stojącym przed tą zmienną znaku minus, pociągnie za sobą spadek temperatury powietrza nad zachodnią częścią Bałtyku (ale i częścią Półwyspu Skandynawskiego i Europą Centralną) w ciągu nadchodzącej zimy. Wystąpienie obszaru chłodu w podłożu w rejonie Morza Labrador (szerzej - między wschodnim wybrzeżem Ameryki Północnej w szerokościach pięćdziesiątych a Grenlandią i na południe od Grenlandii) i związane z tym zmniejszenie przekazu ciepła z oceanu do atmosfery, skutkuje przesunięciem się zasięgu górnej zatoki występującej przeciętnie nad Ameryką Północną na wschód. W zależności od rozkładu anomalii na innych akwenach Północnego Atlantyku, może to skutkować zwiększeniem liczby falowej nad Północnym Atlantykiem (liczba falowa 5, a nawet 6) i wzrostem amplitudy fal. W przypadku wystąpienia w tym samym czasie ujemnych anomalii w rejonie centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku, i jednocześnie zmniejszeniu zasobów ciepła w wodach strefy tropików i subtropików po zachodniej stronie Północnego Atlantyku, oś tej zatoki przesunie się nad centralną część Północnego Atlantyku, a amplituda fali po wschodniej stronie tej zatoki gwałtownie wzrośnie. Jeśli po wschodniej stronie Północnego Atlantyku w szerokościach umiarkowanych będą znajdować się jesienią dodatnie anomalie, w takich warunkach, po wschodniej stronie Północnego Atlantyku rozwinie się sięgający w wysokie szerokości górny klin. Obszar zachodniej części Półwyspu Skandynawskiego, Bałtyku i Polski znajdzie się wtedy po wschodniej stronie tego klina, w strumieniu powietrza z NW, z tendencją do tworzenia się dolnych układów wyżowych o ograniczonym zasięgu ku zachodowi, w strefie Islandii - zachodniej części kontynentu europejskiego - Wysp Brytyjskich - Półwyspu Skandynawskiego. Odpowiada to silnej ujemnej fazie NAO (patrz rozdział 4.4.). W przypadku, gdy na Morzu Labrador w okresie lata zasoby ciepła w wodach będą wzrastać, z początkiem zimy będzie utrzymywała się tendencja do zarysowania się słabego górnego klina po zachodniej stronie Północnego Atlantyku i słabej górnej zatoki w centralnej części Północnego Atlantyku. Obszar Wysp Brytyjskich, zachodniej części półwyspu Skandynawskiego, zachodniej części Bałtyku i Polski znajdzie się wtedy w strumieniu powietrza z W-SW. Opowiada to słabej lub silnej (zależnie od dodatkowych czynników, nie omawianych w tym miejscu) fazie NAO.

Wzrost temperatury wody ponad jej średnią klimatyczną w marcu na Golfstronie (grid [76,34]) wskazuje na to, że ogólnie, w nadchodzącym sezonie letnim, a w rezultacie i w ciągu jesieni oraz z początkiem zimy, zachodnia część Północnego Atlantyku będzie nieco cieplejsza niż przeciętnie. W którym miejscu Północnego Atlantyku będą znajdowały się te wody z początkiem zimy, które w marcu przepływać będą w rejonie Cape Hatteras, dokładnie nie wiadomo. Wyniki analizy korelacyjnej wskazują, że w maju może to być wschodnia część delty Golfstromu (grid [40,40]).

Niewielka dokładność obu przybliżeń prognozy wczesnej jest spowodowana tym, że nie uwzględnia się w nich stanu termicznego wschodniej części Północnego Atlantyku, jaki wystąpi jesienią. Anomalie TPO, jakie kształtują się z końcem okresu letniego na akwenie między Azorami i Szetlandami a wybrzeżami Półwyspu Iberyjskiego, wywierają bardzo poważny wpływ na zachowanie się fal długich

i decydują, czy w styczniu obszar NW części Europy i Europy Centralnej znajdzie się w strefie zwiększonej częstości występowania adwekcji z SW-W czy też adwekcji z sektora od N do SE.

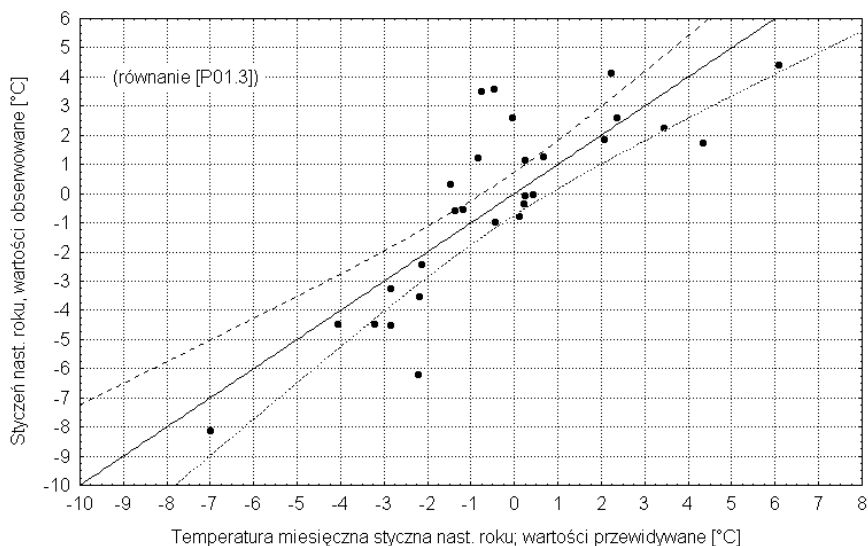
Wskaźnikową rolę odgrywa tu charakter anomalii TPO w gridzie [20,40] - akwen na ENE od Azorów. Ponieważ akwen ten często znajduje się latem w zasięgu Antycyklonu Azorskiego, dla którego charakterystyczna jest zwiększona częstość występowania pogód ze znacznie zredukowanym zachmurzeniem i obniżeniem prędkości wiatru, stąd zarówno dopływ radiacji słonecznej do powierzchni oceanu jest zwiększony, jak również obniżone są straty ciepła na wymianę z atmosferą. Powoduje to, że na akwenu tym z końcem lata występują często dodatnie anomalie TPO. Trwałość tych anomalii jest zróżnicowana. Jeśli rozwiną się one na "podłożu" cieplejszych wód, o adwekcyjnej genezie, wczesno-jesienne wzmoczenie prędkości wiatru i związany z tym wzmoczony przekaz ciepła do atmosfery oraz procesy mieszania falowego nie będą w stanie zlikwidować nadmiaru zasobu ciepła w oceanie i dodatnie anomalie w tym rejonie utrzymają się przynajmniej do końca pierwszej połowy zimy (końca stycznia). Wystąpienie masywnych, dodatnich anomalii TPO w tym rejonie oceanu jesienią, skutkuje zwiększoną częstością występowania w grudniu-styczniu nad wschodnią częścią Północnego Atlantyku górnego klina. Jeśli dodatkowo w tym czasie występują dodatnie anomalie w rejonie na N od Wysp Brytyjskich i nad Morzem Norweskim, klin ten sięga daleko na północ, a jego oś nachylona jest ku NE. Rejon Bałtyku i Polska położona jest na jego wschodniej granicy zasięgu, znajdując się w strumieniu powietrza napływającego z sektora od NW do NE. Rysuje się wtedy również tendencja do wzrostu częstości występowania dolnych sytuacji antycyklonalnych nad Półwyspem Skandynawskim lub/i NW częścią europejskiej Rosji. Wszystko to razem prowadzi do wystąpienia niskich temperatur w tym miesiącu.

Jeśli anomalie na akwenu leżącym na ENE od Azorów są wyłącznie pochodzenia radiacyjnego i rozwinęły się na "podłożu" chłodniejszych, o mniejszych zasobach ciepła wód, wzrost prędkości wiatru i wysokich stanów morza jesienią i na przełomie jesieni i początku zimy doprowadzą do wyczerpania się zasobów ciepła zgromadzonych w wodach do poziomu letniej termokliny. Z końcem listopada - początkiem grudnia te dodatnie anomalie zanikną i nie będzie warunków do rozwoju silnych południkowych form cyrkulacji. W styczniu, w zależności od rozkładu anomalii TPO na innych akwenach, wykształci się odpowiedni charakter cyrkulacji atmosferycznej. Jeśli w jesienią występować będzie duży gradient termiczny w powierzchni oceanu między centrum cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (grid [30,54]) a wodami subtropikalnymi i tropikalnymi (gridy [60,30], [40,34], [40,40]) i jednocześnie nie dojdzie do zbyt dużego ochłodzenia Morza Labrador, rozwinie się wtedy umiarkowana cyrkulacja strefowa. Jeśli w tym samym czasie wystąpią dodatnie anomalie TPO na akwenach na N od Wysp Brytyjskich i nad południową częścią Morza Norweskiego, rozwinie się bardzo silna cyrkulacja strefowa, z dominacją przenosu powietrza z SW (często z atlantyckich subtropików) nad NW Europę i Europę Centralną, z basenem Bałtyku włącznie.

Drugie przybliżenie prognozy temperatury stycznia na polskim wybrzeżu wykorzystuje zmienne niezależne, wyjaśniające omówione wyżej kwestie. Przybliżenie to nazwane będzie "prognozą późną", gdyż ostatnia zmienna pochodzi z października, co pozwala opracować prognozę ze stosunkowo krótkim, zaledwie około półtoramiesięcznym wyprzedzeniem (dopiero w połowie listopada). Jego postać jest następująca:

$$T01nr(S) = A + b \cdot AN09[30,54] + c \cdot AN10[20,40] + d \cdot AN04[10,40]. \quad [P01.3]$$

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi oraz charakterystyki statystyczne równań zestawione są w tabeli 15, wykres rozrzutu wartości szacowanych za pomocą równania [P01.3] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 17.



Ryc. 17. Wartości temperatury miesięcznej stycznia dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od kwietnia do października poprzedniego roku za pomocą równania [P01.3] względem wartości obserwowanych. Prognoza "późna, pierwsze przybliżenie (trzecie kolejne) szacunku temperatury stycznia następnego roku

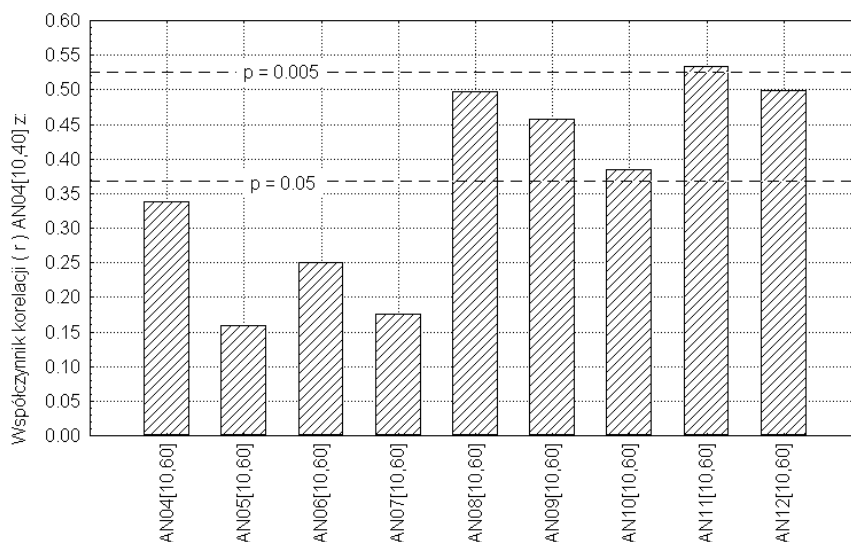
Tabela 15

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P3], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm) w wersji prognozy "późnej"

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,24)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	-2.09	-3.40	-2.85	3.44	0.8113	0.6155	15.4	0.000 008	1.93
2	SZC	-2.71	-3.95	-3.14	3.87	0.8222	0.6357	16.7	0.000 004	2.11
3	BOR	-0.62	-2.43	-2.24	2.61	0.7848	0.5679	12.8	0.000 033	1.56
4	KOS	-2.79	-3.59	-3.02	3.68	0.8265	0.6435	17.2	0.000 003	1.93
5	UST.	-2.23	-3.37	-2.90	3.49	0.8229	0.6369	16.8	0.000 004	1.85
6	GDY	-1.92	-3.20	-2.76	3.50	0.8078	0.6091	15.0	0.000 010	1.88
7	ELB	-4.27	-3.99	-3.40	4.26	0.8213	0.6340	16.6	0.000 005	2.21
8	WYB	-2.67	-3.58	-3.01	3.71	0.8247	0.6400	17.0	0.000 004	1.94

Objaśnienia do tabeli - patrz tabela 12.

Występujące w równaniu [P01.3] zmienne niezależne i charakter ich działania zostały skomentowane już wcześniej, wyjątek stanowi zmienna AN04[10,40]. Zmienna ta opisuje stan termiczny wód leżących u wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego (40°N, 10°W) w kwietniu. Znak przed współczynnikiem kierunkowym stojącym przed tą zmienną jest dodatni. Oznacza to, że wystąpienie w kwietniu dodatnich anomalii TPO w gridzie [10,40] pociąga za sobą wzrost temperatury miesięcznej stycznia następnego roku, odwrotnie - wystąpienie anomalii ujemnych skutkuje wystąpieniem niższych temperatur stycznia w rejonie Bałtyku i Polski. Nie oznacza to jednak, że wiosenne zmiany temperatury wody w tym gridzie wywierają rzeczywisty i bezpośredni wpływ na temperaturę powietrza stycznia następnego roku w rejonie zachodniej części Bałtyku. Zmiany temperatury wody (a więc i anomalii TPO) przy wybrzeżu Półwyspu Iberyjskiego w kwietniu są stosunkowo silnie powiązane ze zmianami zasobów ciepła w wodach na podejściu do Kanału Farero-Szetlandzkiego, jakie nastąpią tam od sierpnia do stycznia następnego roku ($r > 0.45$, $p < 0.05$), przy czym maksimum siły związku zaznacza się w listopadzie ($r = 0.53$, $p < 0.005$; patrz ryc. 18). Wystąpienie dodatnich anomalii w kwietniu w gridzie [10,40] jest względnie pewnym indykatorem, wskazującym, że w okresie późnego lata, jesieni i w początku zimy, na akwenu leżącym na północ od Szkocji i w południowej części Morza Norweskiego wystąpią dodatnie anomalie TPO. Przyczyną występowania opisanych związków jest oddziaływanie cyrkulacji atmosferycznej w okresie wiosennym na charakter cyrkulacji oceanicznej (procesy transportu wód w Prądzie Północnoatlantyckim), która w tym miejscu nie będzie objaśniana w sposób bardziej szczegółowy.



Ryc. 18. Związki, między anomalią TPO występującymi w kwietniu na akwenu przylegającym do wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego (zmienna AN04[10,40]) a anomalią TPO występującymi od kwietnia do grudnia tego samego roku na wodach Prądu Północnoatlantyckiego w rejonie podejścia do Bramy Farero-Szetlandzkiej (grid [10,60]).

Wystąpienie dodatnich anomalii TPO na akwenach leżących na N od Szkocji oraz w południowej części Morza Norweskiego na przełomie jesieni i zimy, przy ujemnych anomaliach we wrześniu w gridzie [30,54] i ujemnych anomaliach w październiku w gridzie [20,40], sprzyja "rozciąganiu" osi niżów znad rejonu Islandii ku NE lub przesuwananiu ich centrów na E. To ostatnie przyczynia się do wzrostu częstości adwekcji powietrza z sektora SW-W nad obszar Bałtyku. Zastosowanie tej zmiennej (AN04[10,40]) w równaniu [P01.3] ma charakter czysto pragmatyczny - pozwala na wcześniejsze opracowanie prognozy stycznia, niż w przypadku, gdyby do tego celu wykorzystać dane z listopada (prognoza w połowie grudnia) lub grudnia (prognoza w połowie stycznia, co zaprzecza sensowi prognozy z odpowiednim wyprzedzeniem).

Równania prognozy "późnej" dla wszystkich stacji są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.00005$) a oszacowania ich współczynników kierunkowych są istotne na poziomie $p < 0.005$. Błąd standardowy estymacji temperatury miesięcznej na stacjach polskich jest równy około $\pm 2^{\circ}\text{C}$.

Zmienne niezależne występujące w równaniu [P01.3] objaśniają od około 61% zmienności temperatury miesięcznej stycznia w Gdyni do około 64% tej zmienności w Koszalinie. Zauważa się nieznacznie słabsze objaśnienie zmienności temperatury stycznia na stacjach leżących pod bezpośrednim wpływem morza (Świnoujście, Gdynia, Ustka), niż na bliskich im stacjach leżących w większym oddaleniu od linii brzegowej (Szczecin, Koszalin, Elbląg). Wyraźnie niższy stopień objaśnienia zmienności temperatury stycznia od polskich stacji wykazuje Bornholm (57%).

Przeglądając wykresy rozrzutu oszacowanych za pomocą równania [P01.3] temperatur stycznia względem obserwowanych (patrz ryc. 17), zauważa się, że występuje skupienie pięciu punktów w przedziale wartości szacowanych od 0.5 do -1.5°C , dla których nieobjaśnione przez równanie reszty są większe od przeciętnych; temperatury miesięczne są dla nich niedoszacowane (wartości szacowane niższe od wartości obserwowanych). W tym skupieniu występują styczniem lat 1989 i 1990, w których wystąpiły anomalnie wysokie temperatury całej zimy; tu różnice między wartościami szacowanymi a obserwowanymi wynoszą 4.1 i 4.3 deg. Pozostałe trzy punkty odpowiadają styczniom lat 1998 (reszta 2.7 deg), 1984 (reszta 2.4 deg) i 1978 (reszta 1.8 deg). W przedziale ujemnych temperatur, tylko w jednym przypadku oszacowanie charakteryzuje się dużym błędem - jest to styczeń 1985 roku, w którym nieobjaśniona reszta jest równa 4.0 deg.

Można sądzić, że na taki rozkład błędów oszacowania temperatury stycznia przez równanie [P01.3] wywiera wpływ kilka czynników jednocześnie. Niewątpliwie najważniejszym źródłem błędów jest użycie zbyt małej liczby zmiennych niezależnych oraz ograniczenie się do analizy wpływu tylko anomalii TPO występujących na Północnym Atlantyku. Pole temperatury powierzchni Północnego Atlantyku, jak można wnioskować na podstawie do tej pory przedstawionych wyników, wydaje się być najważniejszym czynnikiem określającym zmienność temperatury stycznia na polskim wybrzeżu Bałtyku, ale z całą pewnością nie jest jedynym.

Drugim ważnym czynnikiem wydaje się niepełne uwzględnienie trendu temperatury powierzchni oceanu. Na części akwenów Północnego Atlantyku, nad którymi formują się masy powietrza napływające następnie nad obszar Bałtyku i Polskę (wschodnia część Północnego Atlantyku w strefie subtropików; patrz: Marsz i Styszyńska 2001) występuje w okresie lat 1970-1998 znaczący statystycznie dodatni trend temperatury powierzchni oceanu, który w skali temperatury średniej rocznej osiągnął w tym okresie około $+1^{\circ}\text{C}/29$ lat. Trend ten niejednolicie rozkłada się w poszczególnych miesiącach, jednak w grudniu i styczniu jest on silny: przykładowo w gridzie [20,40] - akwen na ENE od Azorów - występujący trend doprowadził w okresie lat 1970-1998 do wzrostu temperatury powierzchni wód

w grudniu o 1.23°C, w styczniu o 1.00°C; w gridzie [10,40] (akwen przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego) o 1.3°C w grudniu i 1.08°C w styczniu. W efekcie, przy podobnych warunkach cyrkulacyjnych, wraz z upływem kolejnych lat napływa nad omawiany obszar również i nieco cieplejsze powietrze.

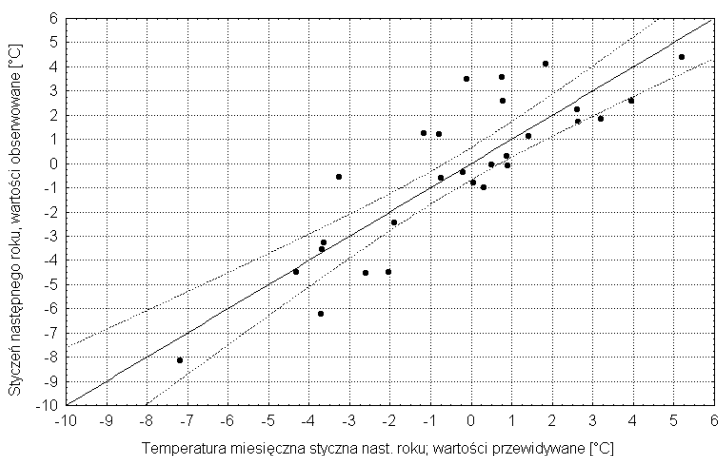
Trzecim wreszcie czynnikiem wywierającym wpływ na wielkość błędów estymacji (wartości nieobjaśnionych reszt) jest nieuwzględnione w szacunku lokalne oddziaływanie termiczne wód Bałtyku. W latach, w których zasób ciepła w wodach Bałtyku jesienią jest duży, na stacjach leżących w bezpośredniej bliskości linii brzegowej (Gdynia, Ustka, Świnoujście) temperatura obserwowana jest wyraźnie wyższa od oszacowanej za pomocą równania [P01.3]. W tych samych latach na stacjach nieco oddalonych od linii brzegowej otwartego morza (Elbląg, Koszalin, Szczecin) występują również odchylenia dodatnie, ale różnice między temperaturą szacowaną a obserwowaną są mniejsze niż na stacjach leżących w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej. Określenie wielkości wpływów lokalnych na wielkość błędów prognozy przedstawioną metodą wymaga dalszych, skrupulatnych badań.

Zamieniając w równaniu [P01.3] zmienną AN09[30,54] na nową zmienną, którą oznaczy się jako DX09, stanowiącą miarę różnicy temperatury we wrześniu między akwem leżącym na południe od delty Golfstromu a wnętrzem kręgu cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku, obliczaną jako:

$$DX09 = AN09[40,34] - AN09[30,54] \quad [19]$$

(patrz równania [7] i [8], otaczający je tekst i ryc. 6) oraz dodając czwartą zmienną - AN03[40,40] uzyskuje się nowe równanie prognostyczne:

$$T01nr(S) = A + b \cdot DA09 + c \cdot AN10[20,40] + d \cdot AN04[10,40] + e \cdot AN03[40,40], \quad [P01.4]$$



Ryc. 19. Wartości temperatury miesięcznej stycznia dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od kwietnia do października poprzedniego roku za pomocą równania [P01.4] względem wartości obserwowanych. Prognoza "późna, drugie przybliżenie (czwarte kolejne) szacunku temperatury stycznia następnego roku

które dość wyraźnie zmniejsza błędy prognozy. Jest to druga, rozszerzona wersja prognozy "późnej". I to przybliżenie można najwcześniej wykonać w połowie listopada. Wartości wyrazów wolnych oraz współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi niezależnymi w tym równaniu dla poszczególnych stacji oraz "Wybrzeża" są zestawione w tabeli 16, podobnie jak charakterystyka statystyczna równań. Wykres rozrzutu wartości estymowanych względem obserwowanych przedstawia rycina 19.

Tabela 16

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P01.4], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm) w wersji prognozy "późnej" z czterema zmiennymi niezależnymi

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe				R	Popr. R ²	F(4,23)	p	BSE
			b	c	d	e					
1	ŚWI	-1.49	2.62	-3.28	3.75	-2.89	0.8554	0.6850	15.7	0.000 003	1.74
2	SZC	-1.99	3.00	-3.62	4.20	-3.30	0.8587	0.6917	16.1	0.000 002	1.94
3	BOR	-0.20	1.87	-2.55	2.82	-2.01	0.8263	0.6276	12.4	0.000 016	1.45
4	KOS	-2.17	2.71	-3.45	3.88	-2.72	0.8597	0.6938	16.3	0.000 002	1.79
5	UST	-1.64	2.56	-3.31	3.71	-2.65	0.8584	0.6911	16.1	0.000 002	1.70
6	GDY	-1.41	2.44	-3.16	3.61	-2.22	0.8454	0.6652	14.4	0.000 005	1.74
7	ELB	-3.56	3.04	-3.89	4.55	-3.21	0.8566	0.6876	15.8	0.000 002	2.04
8	WYB	-2.04	2.73	-3.45	3.95	-2.83	0.8616	0.6966	16.6	0.000 002	1.78

Objaśnienia do tabeli - patrz tabela 12.

Przeprowadzone testy zdają się wskazywać, iż mimo tego, że w równaniu [P3.2] występują 4 zmienne niezależne, jest ono stabilne. Udział poszczególnych zmiennych w objaśnieniu zmienności temperatury stycznia następnego roku na "Wybrzeżu" jest następujący: DX09 - 29.7%, AN10[20,40] - 9.6%, AN04[10,40] - 26.0% i AN03[40,40] - 9.0%. Współczynniki kierunkowe stojące przed trzema pierwszymi zmiennymi są oszacowane na poziomie $p < 0.00002$ (test t Studenta), ostatnią zmienną (AN03[40,40]) na poziomie $p < 0.01$. Wysoką istotnością (oprócz Bornholmu) charakteryzują się również oszacowania wyrazów wolnych.

Błąd standardowy estymacji temperatury stycznia następnego roku na stacjach za pomocą tego równania zawiera się w przedziale od ± 1.7 do $\pm 2.0^{\circ}\text{C}$. I w tym równaniu estymacja temperatury stycznia roku 1989 i 1990 obarczona jest największym błędem (reszty odpowiednio 2.8 i 3.6°C), temperatura miesięczna jest tu wyraźnie niedoszacowana. Zdaje się to wskazywać, że te dwie wyjątkowo ciepłe zimy następujące bezpośrednio po sobie miały uwarunkowania wykraczające poza obszar Północnego Atlantyku¹⁷.

¹⁷ Przymuszalnie wystąpienie tych wyjątkowo ciepłych zim było efektem nałożenia się na cyrkulację występującą nad Północnym Atlantykiem wyjątkowego nasilenia cyrkulacji strefowej również nad Północnym Pacyfikiem.

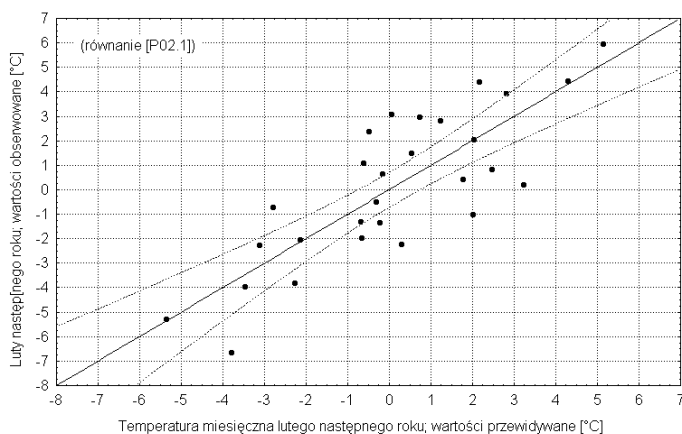
5.1.3. Luty następnego roku

Obecnie luty jest w przeważającej liczbie przypadków cieplejszy od stycznia. Jednak w stosunkowo nieodległej przeszłości luty był często równie chłodny jak styczeń. Przedłużający się na luty okres występowania ujemnych temperatur powietrza powoduje nie tylko ogólny wzrost surowości zimy, ale i szereg dalszych skutków środowiskowych, szczególnie niekorzystnych w strefie wybrzeża. Dotyczy to głównie rozwoju zlodzenia na wodach Bałtyku. Rozwój zlodzenia, silne wychłodzenie wód, przedłużający się okres zalegania pokrywy śnieżnej, powodują wystąpienie wyraźnej inercji klimatycznej. Przy zbliżonych do przeciętnych warunkach cyrkulacyjnych marca, po wyraźnie chłodniejszym lutym, temperatura marca na wybrzeżu Bałtyku jest również wyraźnie niższa. Odwrotnie, po cieplejszym lutym w większości przypadków i marzec jest cieplejszy. Współczynnik korelacji między temperaturą lutego a temperaturą marca jest na polskim wybrzeżu dość wysoki i wynosi 0.50 ($p < 0.007$). Tak więc z wielu przyczyn, również ze względu na uzyskanie poglądu na to, jaka może być temperatura marca, warto temperaturze lutego poświęcić nieco więcej uwagi.

Związki temperatury lutego następnego roku z anomaliami TPO na Północnym Atlantyku odbiegają w zasadniczy sposób od związków występujących w grudniu i styczniu. Równanie najlepszego dopasowania z trzema zmiennymi niezależnymi wiążące temperaturę lutego następnego roku z anomaliami TPO ma kształt:

$$T02nr(S) = A + b \cdot AN03[50,52] + c \cdot AN05[60,30] + d \cdot AN02[10,60]. \quad [P02.1]$$

Wartości wyrazów wolnych oraz współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi niezależnymi w równaniu dla poszczególnych stacji oraz "wybrzeża" oraz ich charakterystyka statystyczna są zestawione w tabeli 17. Wykres rozrzutu wartości estymowanych względem obserwowanych przedstawia rycina 20.



Ryc. 20. Wartości temperatury miesięcznej lutego dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od lutego do maja poprzedniego roku za pomocą równania [P02.1] względem wartości obserwowanych. Pierwsze przybliżenie temperatury lutego następnego roku

Tabela 17

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P4], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi lutego następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi stycznia następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm)

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,24)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	0.84	1.65	2.40	5.04	0.8099	0.6129	15.2	0.000 009	1.83
2	SZC	0.74	1.81	2.60	5.36	0.7914	0.5797	13.4	0.000 024	2.12
3	BOR	0.77	1.48	2.00	4.28	0.8344	0.6582	18.3	0.000 002	1.45
4	KOS	0.33	1.76	2.42	5.18	0.8277	0.6458	17.4	0.000 003	1.79
5	UST	0.52	1.63	2.53	4.77	0.8072	0.6080	15.0	0.000 011	1.84
6	GDY	0.56	1.65	2.57	5.11	0.8135	0.6195	15.6	0.000 007	1.85
7	ELB	-0.61	2.12	2.66	5.86	0.8327	0.6550	18.1	0.000 002	2.03
8	WYB	0.40	1.77	2.53	5.22	0.8186	0.6288	16.2	0.000 006	1.88

Objaśnienia do tabeli - patrz tabela 12.

Równania prognostyczne dla wszystkich stacji są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.00003$) i objaśniają od 58 do 65% zmienności temperatury lutego. Zwraca uwagę fakt, że współczynniki kierunkowe stojące przed wszystkimi zmiennymi niezależnymi mają jednakowy, dodatni znak. Również wyrazy wolne w równaniach, poza Elblągiem, mają taki sam znak. Oznacza to, że dla wystąpienia ujemnych temperatur lutego wartości anomalii TPO w gridach stanowiących zmienne niezależne muszą być ujemne.

W równaniu [P02.1] występują zmienne pochodzące z miesięcy pierwszej połowy roku - praktycznie z okresu wychładzania zimowego powierzchni oceanu lub końca tego okresu (luty, marzec, maj), co czyni to równanie odmiennym od omawianych do tej pory. Możliwa interpretacja takiego stanu rzeczy wydaje się być następująca - wraz z upływem czasu, z końcem jesieni i początkiem zimy, zasoby ciepła w powierzchniowych warstwach oceanu ulegają stopniowemu wyczerpaniu (zostały one przekazane do atmosfery) i do głosu zaczynają dochodzić najbardziej konserwatywne cechy rozkładu zasobów ciepła w Północnym Atlantyku; te które są związane z działaniem czynnika adwekcyjnego i które kształtują termiczną strukturę wód znajdujących się poniżej termokliny letniej. Zasoby ciepła pochodzenia radiacyjnego lub/i związane ze zmniejszonym w okresie letnim poborem ciepła z powierzchni wód, a więc kształtujące się w rezultacie procesów letniej ewolucji pola temperatury oceanu, odgrywają w kształtowaniu temperatury lutego następnego roku zdecydowaną rolę.

Przegląd zmiennych występujących w równaniu wskazuje, że luty będzie nad obszarem zachodniej części Bałtyku tym chłodniejszy, im silniejsze anomalie ujemne będą występowały w marcu na Morzu Labrador, im będzie mniejszy zasób ciepła w maju na Morzu Sargassowym (anomalie ujemne) i im chłodniejsze wody w stosunku do normy klimatycznej będą w lutym na podejściu do Kanału Farero-Szetlandzkiego.

Wiadomo, że wody z gridu [10,60], które znajdują się na podejściu do Kanału Farero-Szetlandzkiego, dostają się następnie do Prądu Norweskiego, w którym dalej przemieszczają się na północ. Sugeruje to, że w rzeczywistości stan termiczny lutego nad Bałtykiem będą określać anomalie występujące w północnej części Morza Norweskiego, na Morzu Barentsa lub na Prądzie Zachodniospitt-

sbergeńskim, a więc w atlantyckim sektorze Arktyki. Nie można wykluczyć, że oddziaływanie to może mieć jeszcze bardziej skomplikowany charakter - wiązać się z zasięgiem lodów morskich na morzach Barentsa i Grenlandzkim, na co wskazują ostatnie wyniki badań A. Styszyńskiej (inf. ustna). Przed zmienną AN02[10,60] stoi współczynnik kierunkowy o najwyższej wartości; około 5. Zmienność wartości anomalii w tym gridzie w badanym okresie (1970-1998) jest co prawda niewielka, bo zamyka się w przedziale od -0,38 do 0.68 deg, wskazuje to jednak, że zmiany anomalii w tym gridzie regulują zmiany temperatury lutego od -1.9 do +3.4 deg.

Dużą rolę w kształtowaniu temperatury lutego i charakterystycznej zmienności międzyrocznej temperatury tego miesiąca odgrywa wiosenny stan termiczny wód znajdujących się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego. Zmiany temperatury i anomalii TPO marca w gridzie [50,52] (Prąd Labradorski) wykazują silną okresowość około 8-letnią i to zarówno w szeregu 28-29 letnim jak i w szeregu 100-letnim¹⁸. Z taką częstością pojawiają się tam silne ujemne anomalie TPO, które występują w pojedynczym roku lub też w dwu następujących po sobie latach (niekiedy rozdzielonych rokiem niewielkich ujemnych anomalii). Tak więc, w świetle równania [P02.1] można uważać, że występująca periodyczność quasiośmioletnia aktywności Prądu Labradorskiego może stanowić jedną z przyczyn występowania podobnej periodyczności ostrości zim, obserwowanej zarówno w przebiegu temperatury na obszarze zachodniej części Bałtyku, jak i na całym obszarze Polski (Boryczka i in. 1992, Kożuchowski 1996, Kożuchowski i Marciniak 1994, Żmudzka 1995, 1999). Podobna periodyczność około 8-letnia zaznacza się również w biegu wskaźnika NAO Hurrella (Marsz 1999, Żmudzka 1999).

Marcowe anomalie TPO w gridzie [50,52] zmieniły się w okresie lat 1970-1998 w granicach od -3.40 do 0.74°C. Uwzględniając współczynnik kierunkowy stojący przed zmienną AN03[50,52] równy dla "Wybrzeża" 1.77, daje to kolejny wkład w regulację zmienności temperatury lutego następnego roku od -6 do +1.3 deg. Zwraca tutaj uwagę możliwe szczególnie duże odchylenie ujemne związane z wpływem tego akwenu na temperaturę lutego, co dodatkowo czyni prawdopodobnym to, że właśnie zmienna aktywność Prądu Labradorskiego stanowi przyczynę występowania omawianej okresowości ostrości zim.

Obserwowana zmienność majowych anomalii TPO na Morzu Sargassowym (AN05[60,30]) mieści się w granicach od -0.73 do +1.44°C. Ponieważ wartość współczynnika kierunkowego stojącego przed tą zmienną jest równa około 2.5, zmienność anomalii TPO na tym akwenu reguluje temperaturę lutego w rozpatrywanym okresie od -1.8 do 3.6 deg. Tak więc rola majowych zasobów ciepła w Morzu Sargassowym w kształtowaniu zmienności temperatury lutego następnego roku jest porównywalna z rolą termiki wód znajdujących się w lutym na NW od Szkocji.

To, że ostatnia chronologicznie zmienna w równaniu [P4] pochodzi z maja czyni, że ewentualną prognozę temperatury lutego można wydać już w połowie czerwca, czyli z ośmiomiesięcznym wyprzedzeniem.

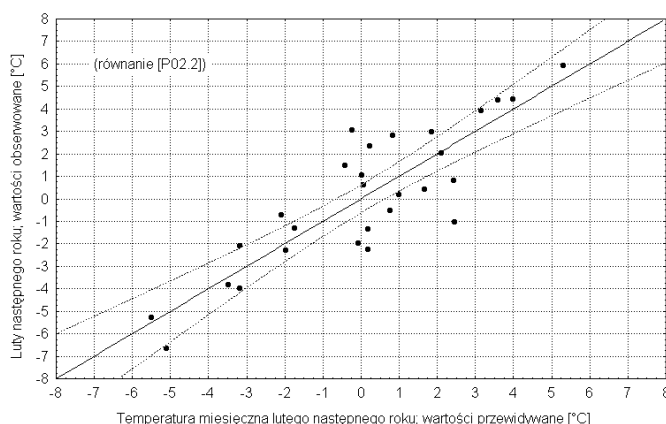
Poszukiwania następnej zmiennej niezależnej, która mogłaby zwiększyć dokładność estymacji temperatury lutego następnego roku wykazały, że zmienną taką jest marcowa anomalia TPO na Golfstronie (AN03[76,34]). Również i ta zmienna okazuje się pochodzić z okresu wiosennego, a więc i ona

¹⁸ Wobec braku tak długiego ciągu pomiarów TPO na tym akwenu, periodyczność tą badano w szeregu liczby gór lodowych przekraczających 48°N na E od Nowej Fundlandii (standardowy profil pomiarowy Międzynarodowego Patrolu Lodowego; IIP). W latach, w których występuje wyraźnie zwiększony ponad średnią klimatyczną wyrzut gór lodowych w marcu (co stanowi skutek wzrostu aktywności Prądu Labradorskiego), w tym samym miesiącu pojawiają się silne ujemne anomalie TPO w gridzie [50,52].

charakteryzuje stan powierzchni oceanu w końcu ochładzania zimowego. Wskazuje to wyraźnie, że temperatura lutego w rejonie Bałtyku jest determinowana przez ewolucję pola temperatury powierzchni oceanu, zachodzącą w okresie zimy poprzedzającego roku. Równanie stanowiące drugie przybliżenie temperatury lutego następnego roku jest następujące:

$$T02nr(S) = A + b \cdot AN03[50,52] + c \cdot AN05[60,30] + d \cdot AN02[10,60] + AN03[76,34]. \quad [P02.2.]$$

Parametry tego równania i jego charakterystyki statystyczne dla stacji uwzględnianych w opracowaniu są zestawione w tabeli 18, wykres wartości estymowanych za pomocą równania [P02.2] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 21.



Ryc. 21. Wartości temperatury miesięcznej lutego dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od lutego do maja poprzedniego roku przy pomocy równania [P02.2] względem wartości obserwowanych. Drugie przybliżenie temperatury lutego następnego roku

Tabela 18

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P02.2], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi lutego następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi styczni następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm). Drugie przybliżenie

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe				R	popr. R ²	F(4,23)	p	BSE
			b	c	d	e					
1	ŚWI	-0.36	1.67	2.22	5.02	0.83	0.8533	0.6808	15.4	0.000 003	1.66
2	SZC	-0.55	1.84	2.40	5.33	0.90	0.8332	0.6410	13.0	0.000 011	1.96
3	BOR	-0.20	1.51	1.86	4.26	0.68	0.8736	0.7219	18.5	0.000 001	1.31
4	KOS	-0.85	1.79	2.24	5.16	0.82	0.8674	0.7093	17.5	0.000 001	1.62
5	UST	-0.76	1.66	2.34	4.74	0.89	0.8571	0.6885	15.9	0.000 002	1.64
6	GDY	-0.76	1.68	2.37	5.09	0.92	0.8644	0.7033	17.0	0.000 001	1.63
7	ELB	-2.12	2.15	2.43	5.83	1.05	0.8813	0.7318	20.0	0.000 000	1.77
8	WYB	-0.90	1.80	2.33	5.19	0.90	0.8645	0.7035	17.0	0.000 001	1.68

Objaśnienie do tabeli - patrz tabela 12.

Równanie [P02.2] objaśnia od 64 do 73% zmienności temperatury lutego, przy czym stopień objaśnienia zmienności temperatury rośnie z zachodu na wschód (pomijając Bornholm). Błąd standardowy estymacji temperatury lutego przez równanie [P02.2] jest wyraźnie mniejszy, niż przy stosowaniu równania z trzema zmiennymi (równania [P02.1]). Zmienne stojące w równaniu [P02.2] objaśniają kolejno: AN03[50,52] - 28.5, AN02[10,60] - 20.5, AN05[60,30] - 18.0 i AN03[76,36] - 7.5% zmienności temperatury miesięcznej lutego następnego roku. Taki rozkład współczynników determinacji wyjaśnia, że zmienność temperatury lutego nad rejonem Bałtyku i Europy Centralnej jest regulowana głównie przez zasoby ciepła w powierzchni wód leżących w wysokich szerokościach - strefie arktycznej i subarktycznej Północnego Atlantyku.

Mimo zastosowania w równaniu [P02.2] czterech zmiennych jest ono stabilne. W przypadku szacowania parametrów równania [P02.2] z ciągu 28 elementowego wartość wyrazu wolnego jest równa $-0.90 (\pm 0.62)$, z ciągu 21 elementowego $-0.95 (\pm 0.87)$ - obie wartości nieistotne statystycznie, współczynnika kierunkowego stojącego przed AN03[50,52]: $1.88 (\pm 0.33)$ i $1.97 (\pm 0.35)$ odpowiednio, współczynnika kierunkowego przed AN05[60,30]: $2.33 (\pm 0.63)$ i $2.17 (\pm 0.71)$, współczynnika przed AN02[10,60]: $5.19 (\pm 1.29)$ i $4.19 (\pm 1.72)$, współczynnika stojącego przed AN03[76,34]: $0.90 (\pm 0.34)$ i $0.84 (\pm 0.39)$ odpowiednio. W obu przypadkach, poza wyrazem wolnym oszacowanie współczynników kierunkowych jest istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$.

5.1.4. Marzec następnego roku

Związki temperatury miesięcznej marca następnego roku na polskim wybrzeżu Bałtyku z anomaliami TPO występującymi na Północnym Atlantyku w roku poprzedzającym są najsłabsze i najmniej wyraźne ze wszystkich miesięcy zimy.

Równanie najlepszego dopasowania wiążące temperaturę marca następnego roku na stacjach wybrzeża Bałtyku z anomaliami TPO występującymi na Północnym Atlantyku ma postać:

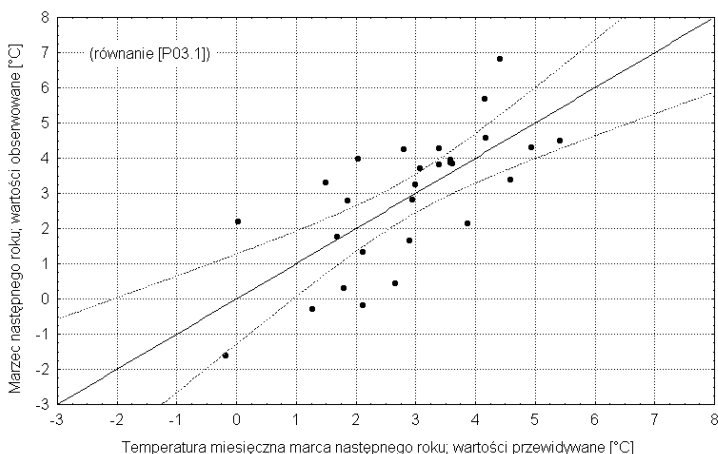
$$T03nr(S) = A + b \cdot AN11[40,40] + c \cdot AN05[10,60] + d \cdot PL5-7. \quad [P03.1]$$

Zestawienie wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyk statystycznych równań dla poszczególnych stacji i "Wybrzeża" zawarte jest w tabeli 19, wykres przedstawiający wartości estymowane za pomocą równania [P03.1] względem obserwowanych rycina 22.

Jak można zauważyć, analizując zawartość tabeli 19, równanie wiążące temperaturę miesięczną marca stacji na polskim wybrzeżu nie spełnia założonego dla równań prognostycznych progu istotności $p < 0.001$ (patrz początek rozdziału 5) dla Koszalina, Ustki i Elbląga, dla których to wartości p są nieznacznie większe ($p < 0.002$). Na żadnej ze stacji stopień objaśnienia zmienności temperatury marca następnego roku przez zmienność zmiennych niezależnych nie przekracza 50%, mieszcząc się w granicach od 39 do 47%. Również rozkład błędów wartości oszacowanych za pomocą równania [P03.1] względem wartości obserwowanych nie jest najlepszy; niewielkie wartości standardowego błędu estymacji stanowią rezultat niewielkiej zmienności temperatury marca, nie zaś precyzji metody szacowania temperatury miesięcznej.

Zmiennymi, które wchodziły w skład równania są anomalia TPO z listopada we wschodniej części delty Golfstromu (AN11[40,40]), majowa anomalia TPO z podejścia wód Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej (AN05[10,60]) i wcześniej występująca już kilkakrotnie zmienna PL5-7,

informująca o zmianie zasobów ciepła od maja do lipca na Prądzie Labradorским. Zmienne te, w równaniu [P03.1] objaśniają kolejno (wzrost wartości R²): 22.1, 13.8 i 14.3% zmienności temperatury marca następnego roku.



Ryc. 22. Wartości temperatury miesięcznej marca dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od maja do listopada poprzedniego roku za pomocą równania [P03.1] względem wartości obserwowanych. Pierwsze przybliżenie temperatury marca następnego roku

Tabela 19

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P03.1], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi marca następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi marca następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm)

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe			R	popr. R ²	F(3,24)	p	BSE
			b	c	d					
1	ŚWI	3.81	1.78	1.88	-0.97	0.7302	0.4747	9.1	0.000 326	1.38
2	SZC	4.27	1.77	2.20	-0.99	0.6990	0.4247	7.6	0.000 936	1.56
3	BOR	2.36	1.45	1.42	-0.97	0.7338	0.4807	9.3	0.000 285	1.18
4	KOS	3.39	1.63	2.05	-0.87	0.6840	0.4014	7.0	0.001 479	1.48
5	UST	3.20	1.52	1.86	-0.86	0.6956	0.4193	7.5	0.001 042	1.35
6	GDY	3.20	1.75	1.89	-0.88	0.7051	0.4343	7.9	0.000 770	1.43
7	ELB	2.98	1.54	2.52	-1.11	0.6803	0.3957	6.9	0.001 649	1.68
8	WYB	3.48	1.67	2.07	-0.95	0.7088	0.4400	8.1	0.000 685	1.44

Objaśnienia do tabeli - patrz tab. 12.

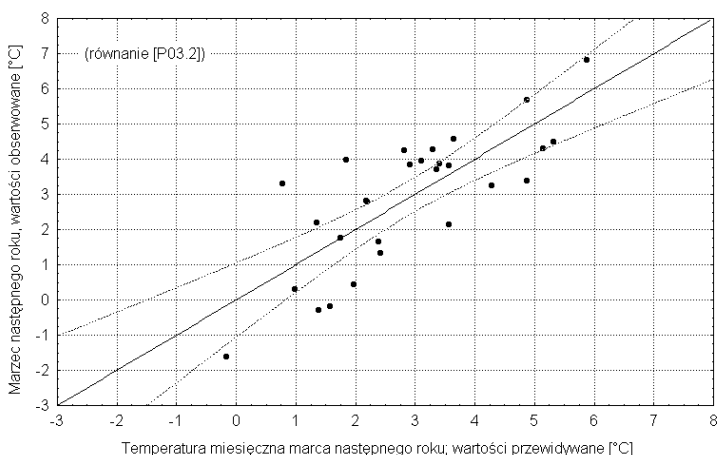
Z równania [P03.1] wynika, że marzec na wybrzeżu Bałtyku Południowego i Południowo-wschodniego będzie tym cieplejszy, im większe zasoby ciepła będą z początkiem zimy - końcem jesieni (listopad) w wodach wschodniej części delty Golfstromu, im cieplejsze będą w maju wody, które następnie wejdą do Prądu Norweskiego oraz im większy będzie przyrost zasobów ciepła od maja do

lipca na wodach Prądu Labradorskiego. Wpływy wymienionych trzech akwenów na wartość temperatury marca są względnie wyrównane; różnica między udziałem zmiennej, która określa największy odsetek współczynnika determinacji (AN11[40,40]), a zmiennej, która określa najmniejszy odsetek współczynnika determinacji (AN05[10,40]) równania regresji wielokrotnej wynosi zaledwie 8.3%.

Analiza wykresu (patrz ryc. 22) wskazuje wyraźnie, że w równaniu brak co najmniej jednej zmiennej niezależnej, która pozwoliłaby dodatkowo skupić punkty tworzące wydłużone pasmo poniżej linii regresji, wokół nowej linii regresji. Próba znalezienia takiej zmiennej wykazała, że może nią być czerwcową anomalia TPO z Morza Sargassowego (AN06[60,30])¹⁹. Formuła wiążąca wartości anomalii TPO z temperaturą powietrza marca następnego roku ma kształt:

$$T03nr(S) = A + b \cdot AN11[40,40] + c \cdot AN05[10,60] + d \cdot PL5-7 + e \cdot AN06[60,30]. \quad [P03.2]$$

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi oraz charakterystyki statystyczne równań dla poszczególnych stacji zestawione są w tabeli 20, wykres rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą tego równania względem obserwowanych przedstawia rycina 23.



Ryc. 23. Wartości temperatury miesięcznej marca dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od maja do listopada poprzedniego roku za pomocą równania [P03.2] względem wartości obserwowanych. Drugie przybliżenie temperatury marca następnego roku

Przeprowadzone testy polegające na estymacji wartości współczynników kierunkowych równania kolejno z 21 i 25 przypadków wskazują, że równanie to jest stabilne. Średnio dla "Wybrzeża" równanie to objaśnia około 54% zmienności temperatury marca następnego roku, wobec 44%

¹⁹ Dokładniej - anomalia majowa z tego akwenu. Ta jednak jest zbyt silnie skorelowana ze zmienną PL5-7, przez co estymacja współczynników kierunkowych przed tymi zmiennymi traci pożądany poziom istotności statystycznej. Zaszła potrzeba posłużenia się inną zmienną, opisującą w przybliżeniu to samo zjawisko, lecz słabiej skorelowaną z innymi zmiennymi.

objaśnianych przez pierwsze przybliżenie (równanie [P03.1]). Błąd estymacji temperatury marca następnego roku również nieco się polepszył - z $\pm 1.44^{\circ}\text{C}$ w równaniu [P03.1] do $\pm 1.30^{\circ}\text{C}$.

Jak można zauważyć, śledząc kolejno wartości współczynników determinacji (adj.R^2), stacje leżące w pobliżu linii brzegowej mają nieco lepsze objaśnienie temperatury marca, niż stacje znajdujące się dalej od morza, najlepsze rezultaty drugie przybliżenie daje dla otwartego morza (Bornholm).

Tabela 20

Wartości wyrazów wolnych, współczynników kierunkowych i charakterystyki statystyczne równania [P03.1], wiążącego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami średnimi miesięcznymi marca następnego roku na stacjach: Świnoujście (ŚWI), Szczecin (SZC), Bornholm (BOR), Koszalin (KOS), Ustka (UST), Gdynia (GDY) i Elbląg (ELB) oraz ze średnimi miesięcznymi marca następnego roku, obliczonymi jako średnia z 6 stacji położonych na wybrzeżu Polski (WYB, bez stacji Bornholm). Drugie przybliżenie

L.p.	Stacja	A (wyraz wolny)	Współczynniki kierunkowe				R	popr. R ²	F(4,23)	p	BSE
			b	c	d	e					
1	ŚWI	3.69	1.63	2.06	-1.41	1.46	0.7775	0.5357	8.8	0.000 185	1.30
2	SZC	4.15	1.62	2.38	-1.42	1.42	0.7395	0.4680	6.9	0.000 812	1.50
3	BOR	2.23	1.28	1.63	-1.45	1.62	0.8113	0.5988	11.1	0.000 037	1.04
4	KOS	3.24	1.44	2.28	-1.41	1.80	0.7588	0.5021	7.8	0.000 397	1.35
5	UST	3.05	1.33	2.10	-1.42	1.87	0.7873	0.5538	9.4	0.000 120	1.19
6	GDY	3.03	1.54	2.16	-1.49	2.05	0.7995	0.5764	10.2	0.000 068	1.24
7	ELB	2.80	1.32	2.79	-1.74	2.09	0.7599	0.5039	7.9	0.000 381	1.52
8	WYB	3.33	1.48	2.79	-1.48	1.78	0.7794	0.5392	8.9	0.000 171	1.30

Objaśnienia do tabeli - patrz tabela 12.

Nie oznacza to jednak, że równanie z 4 zmiennymi poprawnie i całkowicie rozwiązuje problem prognozowania temperatury marca. Przekonuje o tym porównanie wykresu wartości szacowanych za pomocą równania [P03.2] względem obserwowanych dla "Wybrzeża" z podobnym wykresem dla równania [P03.1] - patrz ryc. 22 i 23. Porównanie obu wykresów wskazuje, że wprowadzenie czwartej zmiennej "uporządkowało" i zdecydowanie polepszyło estymację wartości wyższych temperatur marca. Mimo pewnego zmniejszenia błędu szacunku, wyraźniej nie poprawiła się estymacja wartości temperatury w przedziale wartości szacowanych od 2.5 do -0.5°C . "Uporządkowanie" wykresu zaowocowało nieoczekiwanie również pojawieniem się jeszcze wyraźniej niż na rycinie 22 zarysowanego, równoległego do prostej regresji, zbioru punktów leżących poniżej tej linii. Wskazuje to, że w części przypadków (11-12) doszło do systematycznego "przeszacowania" przez formułę [P03.2] temperatury marca - wartości obliczone są wyższe od obserwowanych.

Analiza przyczyn pojawienia się błędu systematycznego wskazuje na silne działanie czynnika lokalnego w jego kreowaniu. Za główne źródło błędu systematycznego można uważać ochładzające działanie wód Bałtyku, wspomniane już wcześniej, przy okazji omawiania silnego związku temperatury marca ze wskaźnikiem NAO Hurrella (patrz rozdział 3 - marzec).

Warunkom cyrkulacyjnym, jakie występują w niektórych latach, a determinowanym przez rozkład przestrzenny anomalii TPO, odpowiadają wyższe średnie temperatury powietrza, które w strefie termicznego oddziaływania Bałtyku ulegają obniżeniu. W takich warunkach estymacja współczynników kierunkowych z szeregów empirycznych (temperatura powietrza), do których wniesiony jest dodatkowy element zmienności, nie występujący w zmienności zmiennych niezależnych (anomalie TPO), nie

może dać pozytywnego rezultatu. Błąd ten jest tylko częściowo korygowany przez określenie wartości wyrazu wolnego w równaniach.

Innym źródłem zmniejszonej dokładności estymacji temperatury marca może być zwiększony w tym miesiącu w stosunku do wcześniej omawianych miesięcy (grudnia, stycznia i lutego) udział czynnika radiacyjnego w kreowaniu temperatury miesięcznej. Stosunkowo długi dzień i dość duży kąt padania promieni słonecznych powoduje, że wystąpienie okresów ze zmniejszonym zachmurzeniem powinno dość wyraźnie odbić się na wzrostach temperatury dobowej, co musi znaleźć przełożenie na wartość średniej miesięcznej temperatury powietrza. W takich warunkach termiczna rola kierunków adwekcji w kształtowaniu temperatury może ulegać trudnym do oceny modyfikacjom.

Również i sam charakter cyrkulacji atmosferycznej w marcu jest w mniejszym stopniu modyfikowany przez rozkład zasobów ciepła w oceanie, niż w poprzedzających miesiącach zimy. Wzrastające temperatury powietrza nad wodą (zwłaszcza w szerokościach subtropikalnych i południowej części strefy umiarkowanej) prowadzą do zmniejszenia się różnic temperatury powietrza i wody, co ogranicza przekaz ciepła z oceanu do atmosfery; natężenie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery się zmniejsza a tym samym maleją również poziome gradienty temperatury w środkowej troposferze.

O zmniejszającej się w marcu roli rozkładu zasobów ciepła w oceanie dla modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej świadczyć może między innymi brak zdecydowanej dominacji jednego - dwóch akwenuów w określaniu temperatury powietrza. Przeglądając zmienne wchodzące w skład równania [P03.2] zauważa się, że tylko jedna z nich (AN11[40,40]; wschodnia część delty Golfstromu) opisuje stan termiczny powierzchni oceanu pochodzący z przelomu jesieni i zimy (wyprzedzenie 3 miesięczne). Wkład tej zmiennej w kształtowanie współczynnika determinacji wynosi 22%. Pozostałe (AN06[60,30], AN05[10,60] i PL5-7) opisują, podobnie jak w lutym, najbardziej konserwatywne cechy termiki oceanu, pochodzące z końca okresu wychładzania zimowego - początku okresu nagrzewania letniego. Są to zmienne, wyprzedzające w czasie temperaturę marca od 9 do 7 miesięcy. Ich wkład w kształtowanie współczynnika determinacji wynosi (w kolejności ich wymienienia) 14, 14 i 10%. Taki rozkład wzrostu wartości R^2 wskazuje, że trzeba poszukiwać dalszych zmiennych, aby zwiększyć dokładność prognozy temperatury marca następnego roku. Wobec krótkości szeregu poddanego badaniom (28-29 przypadków) działanie takie jednak nie doprowadzi do określenia stabilnego związku.

Przynajmniej częściową eliminację błędu systematycznego, powodowanego przez działanie czynników lokalnych (ochładzające działanie wód Bałtyku) można łatwo uzyskać, poprzez konstrukcję równania, w którym jednym z argumentów był człon inercyjny - na przykład temperatura miesięczna stycznia na danej stacji. Prognozę marca można by opracować wtedy zaledwie z miesięcznym wyprzedzeniem, nadto równanie takie byłoby równaniem nieliniowym. Jednak te rozważania w większym stopniu mają charakter techniczny i wykraczają poza zarysowany we wstępie zakres pracy, w związku z czym nie będą dalej kontynuowane.

5.2. Uwagi techniczne

Przedstawione rezultaty wskazują, że istnieje możliwość wcześniejszego, z wyprzedzeniem od kilku do półtora miesiąca, określenia średniej temperatury miesięcy zimowych. W jakim stopniu przedstawiona metoda spełnia pod względem dokładności wymogi stawiane prognozom, które mogą mieć zastosowanie praktyczne, trudno ocenić. Wobec faktu, że w dotychczasowej praktyce prognos-

tycznej nie opracowywano długoterminowych prognoz termiki zim podających wartości temperatury miesięcznej, nie ma również odpowiednich sformalizowanych norm i kryteriów oceny takich prognoz.

Przedstawione równania wiążące temperaturę miesięcy zimowych na polskim wybrzeżu Bałtyku z wcześniej występującymi anomaliami TPO w określonych gridach kontrolnych na Północnym Atlantyku [P12] - [P03.2] można traktować jako równania prognostyczne. Podobne równania (o nieznacznie innych wyrazach wolnych i wartościach współczynników regresji, opracowanych na 21/22-letnim ciągu obserwacyjnym; 1970-1992) wykorzystano dla prognozowania warunków termicznych zim na obszarze Południowego Bałtyku i wybrzeża Polski. Opracowano 5 prognoz dla zim 1994/95, 1995/96, 1996/97, 1997/98 i 1998/99. Z pięciu prognoz, cztery były trafne - mieściły się w granicach standardowego błędu estymacji (BSE), jedna, dla zimy 1997/98, okazała się chybiona. Prognoza przewidywała dla Gdyni zimę chłodniejszą od średniej (grudzień: -0.8, styczeń: -2.2, luty: -1.8 i marzec: +2.9°C), gdy tymczasem zima była zdecydowanie łagodniejsza.

Przedstawiona ocena uzyskanych pięciu zaledwie prognoz nie stanowi rzecz jasna argumentu rozstrzygającego o praktycznej przydatności metody, zwraca jednak uwagę na to, że podejście opierające się na badaniu związków statystycznych między anomaliami TPO na Północnym Atlantyku a bezpośrednio termiką na polskim wybrzeżu Bałtyku wydaje się być obiecujące i warte jest dalszych studiów. Ten ostatni postulat jest o tyle istotny, że wydłużanie się serii obserwacyjnych wraz z upływem czasu, a tym samym możliwość przeprowadzania bardziej wnikliwych analiz, pozwoli na uzyskiwanie bardziej wiarygodnych wniosków.

Wstępne analizy wykazują, że posługując się zaprezentowanymi tutaj metodami można opracować podobne prognozy długoterminowe warunków termicznych zimy nie tylko dla stacji leżących na polskim wybrzeżu Bałtyku, ale i dla całego obszaru "nie-górskiego" Polski, zarówno w ujęciu obszarowym, jak i dla poszczególnych stacji. Podobnie, wykorzystując dane o rozkładzie anomalii TPO na Północnym Atlantyku, można z dość dużą precyzją określać temperatury miesięczne lipca i sierpnia.

Możliwość opracowania prognozy temperatury danego miesiąca zimy określona jest przez moment, w którym uda się pozyskać najpóźniejszą zmienną występującą w danym równaniu. Z reguły informację o średniej miesięcznej temperaturze wody (lub anomalii TPO) występującej w danym gridzie kontrolnym można uzyskać od 10 do 15 dnia następnego miesiąca, jeśli zamierza się korzystać z danych "gotowych", przygotowywanych przez odpowiednie ośrodki. Śledząc systematycznie informację dobową, podobne dane można uzyskać, obliczając je samodzielnie, w pierwszym dniu następnego miesiąca. Taka różnica w czasie pozyskania danych wyjściowych nie wydaje się, w przypadku prognozy o dużym czasie wyprzedzenia, istotna.

Duże zróżnicowanie czasowe zmiennych występujących w kolejnych równaniach prognostycznych powoduje, że opracowanie prognozy warunków termicznych zimy jest procesem wieloetapowym, mocno rozciągniętym w czasie. Przegląd zmiennych występujących w równaniach wiążących anomalie TPO na Północnym Atlantyku z temperaturami miesięcznymi zimy wskazuje, że najwcześniej, bo już w czerwcu można sporządzić prognozę temperatury lutego następnego roku. W tym samym miesiącu można określić temperaturę całego sezonu zimowego - średnią temperaturę okresu od grudnia do marca włącznie, co da odpowiedź na pytanie, czy zima będzie ostra, czy łagodna (patrz następny rozdział) oraz określić średnią temperaturę drugiej połowy zimy, czyli okresu od lutego do marca (patrz następny rozdział). Daje to siedmiomiesięczne wyprzedzenie prognozy warunków termicznych nadchodzącej zimy.

Prognozę dla grudnia i pierwsze przybliżenie prognozy dla stycznia przygotować można w połowie października, podobnie jak łączną prognozę dla "pierwszej połowy zimy" (patrz następny rozdział) co daje odpowiednio wyprzedzenie półtora- i dwu i pół miesięczne. Drugie przybliżenie prognozy temperatury stycznia można przygotować w połowie listopada, co daje również wyprzedzenie półtora-miesięczne. Prognozę dla marca przygotować można w połowie grudnia, co również daje wyprzedzenie dwu i pół miesięczne.

Taki rozkład wyprzedzeń prognoz w czasie pozwala, oprócz wcześniejszego określenia charakteru nadchodzącej zimy, na wydanie w połowie października prognozy na trzy kolejne, najchłodniejsze miesiące zimy - grudzień, styczeń i luty oraz na pierwszą i drugą połowę zimy. Prognozę dla stycznia należy następnie zweryfikować i uściślić w połowie listopada. Znaczenie prognozy warunków termicznych marca, ze względu na najczęściej występujące niezbyt niskie temperatury tego miesiąca, dla transportu jest mniejsze, jednak w połowie grudnia wiadomo będzie, czy marzec będzie chłodniejszy od normy, czy też nie. Być może, większe znaczenie prognoza temperatury marca będzie miała dla szeroko rozumianego rolnictwa. W tym przypadku korzystniej jest, jak się wydaje, posłużyć się prognozą przejścia temperatury dobowej powietrza przez próg $+5^{\circ}\text{C}$, co może być utożsamiane z początkiem okresu wegetacyjnego. Metoda długoterminowej prognozy początku okresu wegetacyjnego dla obszaru Polski została opracowana przez Marsza i Żmudzką²⁰ (w druku) i daje ona dość dobre wyniki na obszarze nie-górskiej części Polski, zwłaszcza, co nie powinno dziwić, bardziej oddalonej od morza. Wcześniejsza wersja metody prognozy początku okresu wegetacyjnego, dająca nieco gorsze wyniki została już opublikowana (Marsz i Żmudzka 2001).

²⁰ Marsz A., Żmudzka E. 1. Związki początku okresu wegetacyjnego w Polsce z anomaliami temperatury powierzchni wody na Północnym Atlantyku. 2. Długoterminowa prognoza początku okresu wegetacyjnego w Polsce.

6. Anomalie temperatury powierzchni oceanu a ogólny charakter termiczny okresów zimowych na polskim wybrzeżu oraz nad Bałtykiem Południowym i Południowo-wschodnim

Przeprowadzone analizy, zmierzające do określenia związków temperatury miesięcy zimowych na poszczególnych stacjach z wcześniej występującymi anomaliami temperatury powierzchni oceanu na Północnym Atlantyku nie udzielają odpowiedzi na pytanie mające szerszy, bo klimatologiczny wymiar - jaki zespół cech termiki powierzchni oceanu warunkuje charakter przyszłej zimy jako całego sezonu termicznego?

Dla wyjaśnienia tego zagadnienia i chęci uzyskania pewnej syntezy, przeprowadzono dalsze analizy, polegające na próbie znalezienia zespołu zmiennych niezależnych, które w równaniu regresji wielokrotnej w najlepszy sposób będą objaśniały zmienność średniej temperatury całego okresu zimowego (12-03) dla "Wybrzeża". Ponieważ wartość średniej temperatury okresu zimowego dla "Wybrzeża" jest liczona jako średnia arytmetyczna z odpowiednich temperatur poszczególnych stacji, jest sprawą oczywistą, że i średnie temperatury okresu zimowego tych stacji są ze średnią dla "Wybrzeża" bardzo silnie i wysoce istotnie skorelowane ($r \sim 0.99-0.97$, $p < 0.000\ 000$).

Równanie najlepszego dopasowania, które objaśnia około 78% zmienności temperatury okresu zimowego na polskim wybrzeżu Bałtyku ma postać:

$$\begin{aligned} TW(12-03) = & 0.62(\pm 0.18) + 1.26(\pm 0.19) \cdot PL3-5 - 1.81(\pm 0.26) \cdot MS1-5 + \\ & + 0.74(\pm 0.26) \cdot AN04[10,40] + 1.12(\pm 0.41) \cdot AN08[60,30], \quad [PZ] \end{aligned}$$

gdzie:

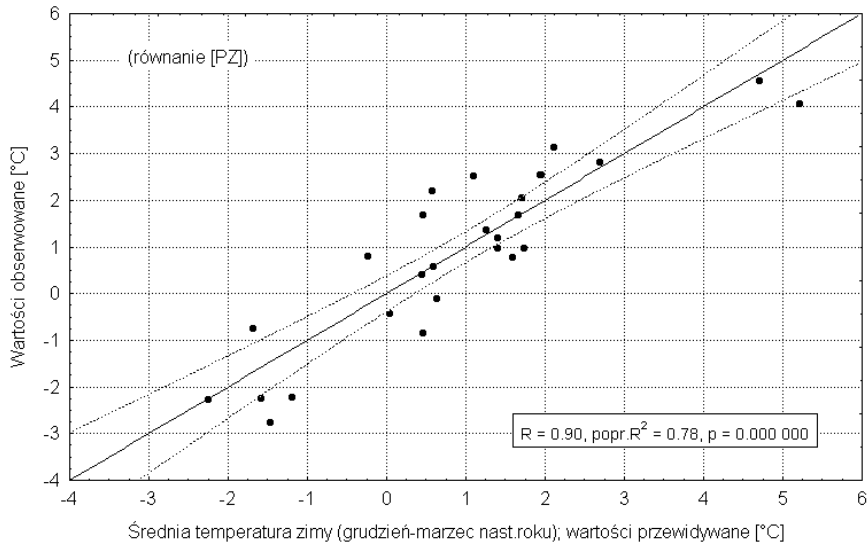
$TW(12-03)$ - średnia temperatura okresu grudzień - marzec dla "Wybrzeża" (średnia temperatura tego okresu stacji: Świnoujście, Szczecin, Koszalin, Ustka, Gdynia i Elbląg),

$PL3-5 = AN03[50,52] - AN05[50,52]$,

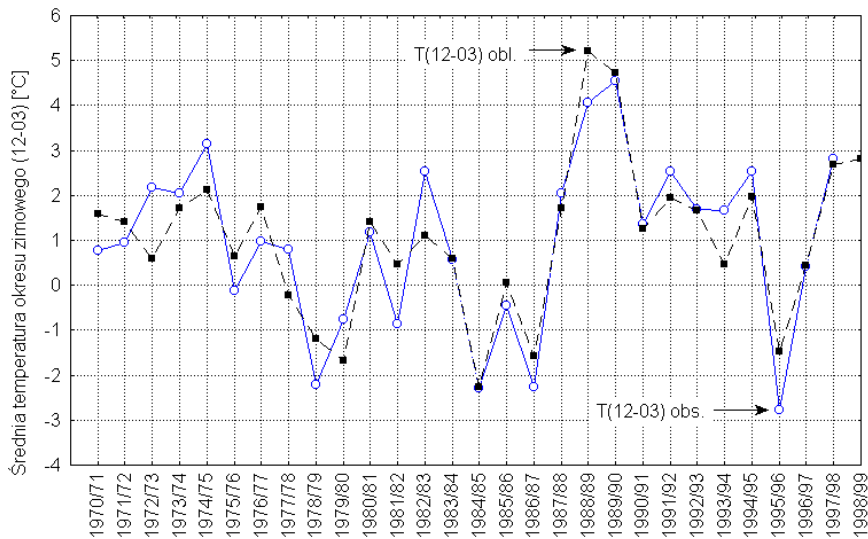
$MS1-5 = AN01[60,30] - AN05[60,30]$ (różnica wartości anomalii TPO między styczniem a majem na wodach Morza Sargassowego).

Charakterystyka statystyczna tego równania jest następująca: $R = 0.9001$, popr. $R^2 = 0.7771$, $F(4,23) = 24.5$, $p < 0.000\ 000$, $BSE = \pm 0.90^\circ C$. Wykres rozrzutu przedstawiający obliczone za pomocą tego równania wartości względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 24 a przebieg wartości obliczonych i obserwowanych rycina 25.

Równanie [PZ] jest stabilne i wysoce istotne statystycznie, jego błąd standardowy estymacji jest niewielki; jak widać z ryciny 24 prawidłowo wyróżnia zarówno zimy najcieplejsze, jak i najchłodniejsze. Zestaw zmiennych stojących w równaniu jest niezmiernie ciekawy i w części odbiegający od zmiennych, występujących w równaniach dla poszczególnych miesięcy ([P12] - [P03.2]).



Ryc. 24. Wartości średniej temperatury okresu grudzień - marzec ("cała zima") dla "Wybrzeża", estymowane z wartości anomalii TPO pochodzących z okresu od stycznia do sierpnia poprzedniego roku przy pomocy równania [PZ] względem wartości obserwowanych



Ryc. 25. Przebieg wartości obserwowanych temperatury zimy (T(12-03) obs.; średnia temperatura okresu grudzień - marzec dla "Wybrzeża" i oszacowanych za pomocą równania [PZ] - (T(12-03) obl.) wartości średniej temperatury zimy dla "Wybrzeża"

Na pierwszym miejscu stoi zmienna PL3-5, wskazująca na zmianę zasobów ciepła od marca do maja na wodach znajdujących się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego. Objasnia ona w równaniu 31% zmienności średniej temperatury zimy. Zmienna ta stanowi różnicę wartości anomalii TPO między marcem a majem na wodach w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego. Jeśli odchylenie TPO od średniej klimatycznej na tym akwenie będzie większe w marcu od odchylenia majowego, znak wartości PL3-5 będzie dodatni²¹. To ostatnie będzie skutkowało wzrostem temperatury zimy nad Bałtykiem Południowym. Zakres zmienności PL3-5 zawiera się w latach 1970-1998 w granicach od -2.90 (1985 r) do +1.75 deg (1988), przy średniej -0.097 i odchyleniu standardowym (σ_n) równym 0.974 deg. Wobec wartości współczynnika kierunkowego, stojącego przed tą zmienną, równej +1.26, wprowadza ona do średniej temperatury zimy zmienność od -3.65 do +2.15°C. W ciągu rozpatrywanego okresu w wartości tej zmiennej zaznacza się słaby (+0.002°C/rok), nieistotny statystycznie, trend.

Następną zmienną, określającą przyszłą temperaturę zimy, jest wartość różnicy anomalii TPO na Morzu Sargassowym między styczniem a majem (MS1-5). Zmienna ta objasnia w równaniu [PZ] 30.9% zmienności temperatury zimy, czyli niemal tyle samo, co poprzednio omówiona zmienna.

Im bardziej wrośnie, ponad normę klimatyczną, temperatura powierzchni wody między styczniem a majem, tym mniejszą (ujemną) wartość będzie miała ta zmienna. Ponieważ współczynnik kierunkowy stojący przed tą zmienną jest ujemny, spadek wartości zmiennej MS1-5 pociąga za sobą wzrost temperatury okresu zimowego. Zakres zmienności wartości MS1-5 w badanym okresie lat 1970-1998 zawiera się w granicach od -1.73 (1985 r.) do +1.25 deg (1978 r.), przy średniej równej -0.117 deg i $\sigma_n = 0.681$ deg. Oznacza to regulację temperatury okresu zimowego w przedziale od -2.3 do +3.1°C. W przebiegu tej zmiennej zaznacza się dość silny, choć nieistotny statystycznie ($p = 0.069$) trend, równy +0.026°C/rok.

Kolejną zmienną stanowi kwietniowa anomalia TPO w gridzie [10,40], leżącym przy wybrzeżach Półwyspu Iberyjskiego. Objasnia ona 13% zmienności opisywanej przez równanie [PZ]. Jak już wspomniano wcześniej, zmiany temperatury w tym gridzie są wyraźnie skorelowane ze znacznie później następującymi zmianami (listopad, grudzień, styczeń następnego roku; patrz rozdział 5.1.2) temperatury wód na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej (grid [10,60]). Obserwowany zakres zmienności wartości AN04[10,40] jest dość duży (od -0.75 (1986) do +2.66 (1997 r)), jednak mniejszy od jedności współczynnik kierunkowy stojący przed tą zmienną powoduje, że jej wkład w kształtowanie temperatury zimy nad wybrzeżem Bałtyku jest relatywnie niewielki i zawiera się w granicach od -0.6 do +2.0°C. W przebiegu tej zmiennej obserwuje się występowanie silnego trendu dodatniego (+0.052°C na rok), o wysokiej istotności statystycznej ($p < 0.0006$).

Ostatnią zmienną jest sierpniowa anomalia TPO na Morzu Sargassowym (AN08[60,30]). Jej zmienność wnosi zaledwie 6.1% objaśnienia do równania [PZ]. Wartość AN08[60,30] zmienia się w granicach od -1.33 (1984 r) do +0.91 (1998 r) przy wartości średniej równej 0.091 i $\sigma_n = 0.469$ deg. Wnosi ona zmienność temperatury zimy w granicach od -1.5 do +1.0°C. Im w sierpniu zasoby ciepła w wodach Morza Sargassowego będą większe, tym wyższa będzie temperatura zimy na Wybrzeżu. Przebieg wartości tej zmiennej wykazuje statystycznie istotny ($p < 0.006$) trend dodatni, równy 0.028°C na rok.

²¹ Należy jednak pamiętać o zmianie znaku wartości PL3-5 w przypadku ujemnych wartości anomalii: jeśli, przy wystąpieniu ujemnej anomalii w marcu, anomalia majowa będzie miała ten sam znak a wartość bezwzględnie większą, czyli się pogłębi, znak wartości zmiennej będzie dodatni.

Być może łączne działanie dodatnich w przewadze trendów występujących w opisanych zmiennych wnosi swój wkład w obserwowany wzrost średniej temperatury okresu zimowego w omawianym okresie lat 1970-1998. Tylko istotne trendy zmiennych AN04[10,40] i AN08[60,30], uwzględniając wartości współczynników kierunkowych (0.77 i 1.12 odpowiednio), dają łączny trend roczny równy $+0.071^{\circ}\text{C}$, co w ciągu 28-29 lat daje przyrost średniej temperatury zimy o około 2°C . Od tej wartości należy jednak odjąć dodatni trend występujący w przebiegu zmiennej MS1-5, przed którą stoi współczynnik kierunkowy o znaku minus $((0.026 \cdot -1.81) \cdot 28 = -1.3^{\circ}\text{C})$. Wartość tego trendu jest jednak niepewna.

Analizując przestrzenny rozkład zmiennych, nie trudno zauważyć, że największy wpływ na termiczny kształt zimy na polskim wybrzeżu Bałtyku wywiera Morze Sargassowe (zmiennie MS1-5 i AN08[60,30]) - akwen leżący w strefie tropikalnej i subtropikalnej. Ogólnie, wzrost zasobów ciepła w okresie końcowym wychładzania zimowego i z końcem lata na tym akwencie pociąga za sobą wzrost temperatury następującej później zimy. Na drugim miejscu znajduje się akwen leżący w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego, na którym zasadniczą rolę odgrywają procesy następujące z końcem wiosny - osłabienie lub wzmocnienie wyrzutu chłodnych wód. Przesunięcie się wyrzutu najchłodniejszych wód Prądu Labradorskiego z początku wiosny (marzec) na później (maj) skutkuje pogłębieniem się anomalii ujemnych i późniejszym wzrostem temperatury zimy. Podobny skutek odniesie wystąpienie nawet niewielkich ujemnych anomalii w maju, gdy w marcu na tym akwencie występowały anomalie dodatnie. Nie wchodząc w tym miejscu w zagadnienia wzajemnych związków czasowych i przestrzennych między anomaliami TPO położonymi na północ od Prądu Północnoatlantyckiego, trzeba tu zauważyć, że wyniesione na południe wody labradorskie rozprzestrzeniają się następnie na wschód wzdłuż północnych granic Prądu Północnoatlantyckiego, przyczyniając się do występowania (z odpowiednim opóźnieniem) masywnych anomalii ujemnych w środkowej części Północnego Atlantyku (gridy [40,52], [30,54]). Te same wody Prądu Labradorskiego, "spychając" Golfstrom w rejonie na SE od Nowej Fundlandii na południe, przyczyniają się do późniejszego przekształcenia rozkładu zasobów ciepła w wodach środkowej i zachodniej części Północnego Atlantyku oraz wytworzenia bardzo silnych południkowych gradientów temperatury na powierzchni oceanu. Fizyczny sens działania zmiennej PL3-5 jest odmienny od działania podobnej, wcześniej omawianej zmiennej PL5-7 (patrz rozdział 4.4, równanie [11] i rozdziały 5.1.2 i 5.1.3), w której wzrost zasobów ciepła od maja do lipca pociągał za sobą wzrost temperatury stycznia i marca .

Jeśli utworzy się równanie, w skład którego wchodzić będą zmienne z Morza Sargassowego i Morza Labrador, występujące w równaniu [PZ], uzyskuje się równanie wysoce istotne statystycznie i stabilne, w którym występujące trzy zmienne objaśniają 71% zmienności temperatury zimy na wybrzeżu Polski ($R = 0.86$, $p < 0.000\ 000$). Taki stan rzeczy wskazuje wyraźnie, że zasadnicze cechy charakteru termicznego przyszłego sezonu zimowego nad Bałtykiem są określone przez stan termiczny zachodniej części Północnego Atlantyku, w szerokościach tropikalnych i w północnej części strefy umiarkowanej.

Analiza momentów, z których pochodzą zmienne w równaniu [PZ] wskazuje, że podstawową część zmienności termiki zimy określa stan termiczny powierzchni oceanu, jaki wykształcił się z końcem okresu zimowego ochładzania oceanu, początku nagrzewania letniego (styczeń-maj, marzec-maj, kwiecień), czyli w wyniku ewolucji pola temperatury sprzed wykształcenia się termokliny letniej. Te cechy termiki powierzchni oceanu określono wcześniej mianem "cech konserwatywnych".

"Cechy konserwatywne" utrzymują się przez długi, z reguły ponad półtoraroczny okres a wykształcają się pod wpływem wielkoskalowych procesów adwekcyjnych (przenosu prądowego) oraz cyrkulacji atmosferycznej, która miała miejsce w okresie poprzedzającej zimy. Ponieważ "zapis" oddziaływania cyrkulacji atmosferycznej w polu temperatury powierzchni oceanu ma charakter sumowania kolejnych zdarzeń (całkowania), cechy konserwatywne stanowią jedynie rejestrację najbardziej ogólnych cech tej cyrkulacji, zapisanych jako wypadkowa procesów adwekcyjnych wymuszanych przez naprężenia styczne wiatru związanego z tą cyrkulacją i bilansu cieplnego powierzchni danego fragmentu oceanu, ukształtowanego przez charakter zimowej cyrkulacji. Zestawione w tabelach 6 i 7 współczynniki korelacji między anomaliami TPO w gridach kontrolnych w roku r a wartością wskaźnika NAO z roku poprzedzającego ($r-1$) wykazują występowanie takich związków tam, gdzie współczynniki korelacji osiągają większe wartości i przekraczają próg istotności statystycznej. W rozdziałach 4.3.1 i 4.3.2 omówiono niektóre procesy, prowadzące do zaistnienia anomalii TPO pod wpływem zimowej cyrkulacji atmosferycznej, która wystąpiła ponad rok wcześniej i kilka miesięcy wcześniej.

W odróżnieniu od "cech konserwatywnych" pola temperatury oceanu, anomalie TPO, które powstają nad termokliną letnią, czyli w okresie od końca wychładzania zimowego do końca nagrzewania letniego i swój najsilniejszy rozwój osiągają jesienią, charakteryzują się na ogół mniejszą trwałością, gdyż zasoby ciepła w nich zgromadzone są relatywnie niewielkie.

Jeśli przyjąć za miarę objaśnienia zmienności temperatury zimy udział tych zmiennych w równaniu [PZ], które pochodzą z maja lub wcześniejszych miesięcy, to zmienne te (PL3-5, MS1-5, AN04[10,40] objaśniają około 71% zmienności, zmienna pochodząca z sierpnia - czyli końca lata - zaledwie około 6% zmienności (AN08[60,30]).

Okres zimy można rozbić na dwie części - pierwszą część zimy, którą charakteryzować będzie średnia temperatura grudnia i stycznia z omawianych stacji na polskim wybrzeżu oraz drugą część, charakteryzowaną przez średnią z okresu lutego i marca. Porównanie zmiennych występujących w równaniach najlepszego dopasowania pozwoli się zorientować, czy w czasie całej zimy wpływ poszczególnych akwenów i momentów, z których pochodzą wartości zmiennych jest podobny, czy też ulega jakimś istotniejszym zmianom.

Poszukiwanie równania najlepszego dopasowania dla średniej temperatury pierwszej połowy zimy na "Wybrzeżu" dało w rezultacie równanie najlepszego dopasowania, które objaśnia około 69% zmienności temperatury tego okresu. Ma ono kształt:

$$TW(12-01) = -1.78(\pm 0.31) \cdot AN09[30,54] - 1.14(\pm 0.28) \cdot PL5-7 + \\ + 1.51(\pm 0.45) \cdot AN03[10,40] + 1.43(\pm 0.46) \cdot F4-9, \quad [PZ1]$$

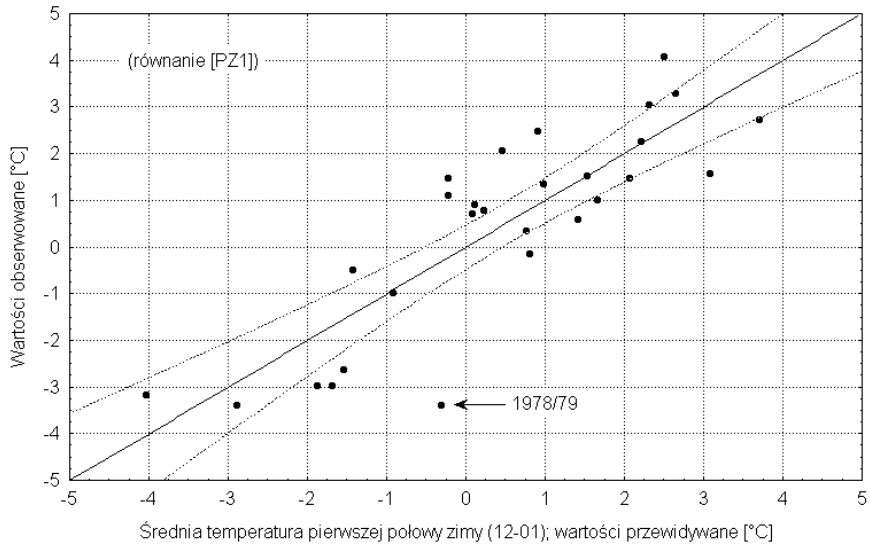
gdzie:

TW(12-01) - średnia temperatura okresu grudzień - styczeń dla "Wybrzeża" (średnia temperatura tego okresu stacji: Świnoujście, Szczecin, Koszalin, Ustka, Gdynia i Elbląg),

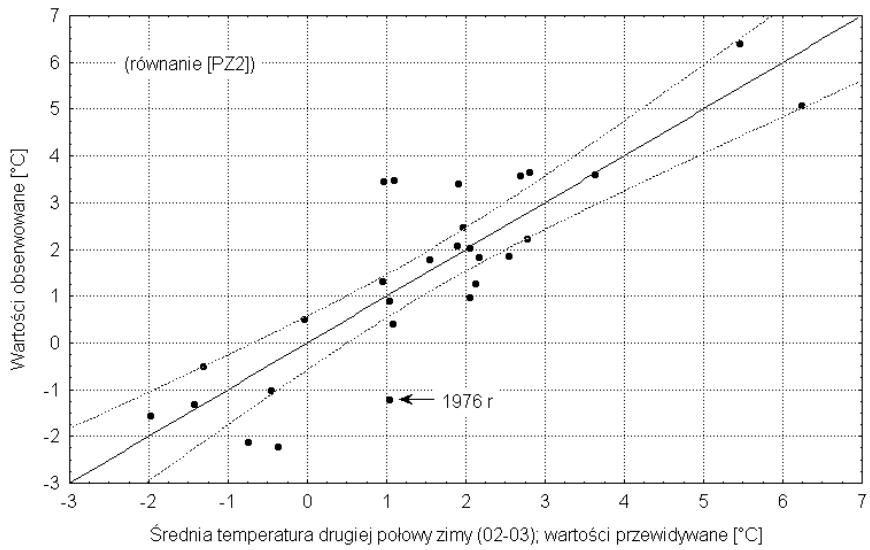
PL5-7 = AN05[50,52] - AN07[50,52],

F4-9 = AN04[10,60] - AN09[10,60].

Równanie [21] jest stabilne a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.8561$, $R^2 = 0.7329$, $F(4.24) = 16.5$, $p < 0.000\ 001$, $BSE = \pm 1.22^\circ\text{C}$ (patrz ryc. 26).



Ryc. 26. Wartości średniej temperatury "pierwszej połowy" zimy (grudzień - styczeń) oszacowane za pomocą równania [PZ1] względem wartości obserwowanych



Ryc. 27. Wartości średniej temperatury "drugiej połowy" zimy (luty - marzec) oszacowane za pomocą równania [PZ2] względem wartości obserwowanych

Podobne równanie dla okresu drugiej połowy zimy, które objaśnia również około 69% zmienności temperatury tego okresu, przybiera postać:

$$\begin{aligned} TW(02-03) = & 1.15(\pm 0.25) + 1.52(\pm 0.25) \cdot PL3-5 - 1.70(\pm 0.35) \cdot MS1-5 + \\ & + 0.97(\pm 0.35) \cdot AN04[10,40] + 1.19(\pm 0.55) \cdot AN08[60,30], \quad [PZ2] \end{aligned}$$

gdzie:

TW(02-03) - średnia temperatura okresu luty - marzec dla "Wybrzeża" (średnia temperatura tego okresu stacji: Świnoujście, Szczecin, Koszalin, Ustka, Gdynia i Elbląg), pozostałe objaśnienia jak przy równaniu [PZ].

Test stabilności wykazał, że i to równanie jest stabilne. Jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.8602$, popr. $R^2 = 0.6948$, $F(4,23) = 16.4$, $p < 0.000\ 002$, $BSE = \pm 1.21^\circ\text{C}$ (patrz ryc. 27).

Uzyskany wynik jest zaskakujący. Okazuje się, że równanie dla drugiej połowy zimy jest, pod względem zestawu zmiennych niezależnych, praktycznie identyczne z równaniem dla całej zimy; różni się, i to nieznacznie, wartościami współczynników kierunkowych stojących przed zmiennymi. Mimo tego, błąd estymacji średniej temperatury okresu lutego i marca jest nieco gorszy od podobnej estymacji dla całej zimy (12-03).

Odmienne jest natomiast równanie dla szacowania temperatury pierwszej połowy zimy, czyli średniej temperatury grudnia i stycznia (równanie [PZ1]). W równaniu tym zmienną, która objaśnia największy odsetek zmienności jest wrześniowa anomalia z gridu [30,54], czyli akwenu leżącego w centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku. Zmienna ta objaśnia 35.7% zmienności temperatury z około 70% objaśnianego przez równanie [PZ1]. Przebieg wrześniowych anomalii występujących na tym akwenu jest silnie skorelowany z przebiegiem temperatury miesięcznej zarówno grudnia jak i stycznia, tak na polskim wybrzeżu Bałtyku, jak i na pozostałej nizinnej części Polski, ale również w Skandynawii i obszarach leżących na południe i wschód od Polski. Korelacje są ujemne, co znaczy, że wzrost zasobów ciepła na tym akwenu pociąga za sobą obniżkę temperatury tych miesięcy. Mechanizm działania tej zmiennej został omówiony już wcześniej (patrz rozdział 4.4, równania [7] i [8], rozdział 5.2.1, równania [P01.1] i następne).

Zmienne: PL5-7 - informująca o zmianach zasobów ciepła między majem a lipcem na Prądzie Labradorским i AN03[10,40] - stanowiąca wartość marcowej anomalii TPO na wodach przy wybrzeżu Półwyspu Iberyjskiego, objaśniają dokładnie taki sam odsetek zmienności temperatury pierwszej połowy zimy - po 13.3%. Tylko nieznacznie mniej, bo 11%, z 69% zmienności objaśnianej przez równanie [PZ1] objaśnia zmienna F4-9, stanowiąca informację o zmianach zasobów ciepła między kwietniem i wrześniem w Prądzie Północnoatlantyckim na jego podejściu do Kanału Farero-Szetlandzkiego. Funkcjonowanie i znaczenie wymienionych zmiennych zostało już wcześniej omówione i nie będzie się do tych zagadnień wracać (patrz rozdział 4.4, równania [11] - [13] i dalej).

Zmienne opisujące związki między stanem pola temperatury oceanu a średnią temperaturą pierwszej połowy zimy, która ma nadejść, pochodzą w 3/4 z centralnej i wschodniej części Północnego Atlantyku. Jest to geograficzne odwrócenie zależności opisanych przez równania [PZ] - cała zima i [PZ2] - druga połowa zimy, gdzie 3/4 zmiennych pochodziło z zachodniej części Północnego Atlantyku. W równaniu [PZ1] tylko jedna zmienna (PL5-7; Prąd Labradorский) pochodzi z zachodniej części Atlantyku.

Również dla pierwszej połowy zimy pochodzenie zmiennych według ich rozkładu w czasie stanowi odwrotność związków opisanych przez równania dla całej zimy i drugiej połowy zimy. Tutaj (w równaniu [PZ1]) 3/4 zmiennych pochodzi z okresu lata (lipiec; PL5-7) i końca okresu nagrzewania letniego powierzchni oceanu (wrzesień; AN09[30,54] i F4-9), zaledwie jedna z okresu końca zimowego wychładzania oceanu - początku nagrzewania letniego.

Taki obraz pozwala na wysnucie wniosku, że o cyrkulacji atmosferycznej, jaka panuje nad Północnym Atlantykiem w pierwszej połowie zimy, a tym samym i o termice pierwszej połowy zimy nad Bałtykiem, Skandynawią Południową i Polską, w większym stopniu decyduje stan termiczny oceanu, jaki kształtuje się w wyniku ewolucji pola temperatury od momentu końca wychładzania zimowego do momentu końca ogrzewania letniego na środkowej i wschodniej części Północnego Atlantyku, niż konserwatywne cechy termiki oceanu, związane z procesami o dłuższej skali czasowej, głównie adwekcyjnymi.

Cyrkulacja atmosferyczna nad Północnym Atlantykiem w drugiej połowie zimy (luty, marzec) kształtuje się pod wpływem konserwatywnych cech pola temperatury oceanu, zachowanego wcześniej pod termokliną letnią i to głównie na obszarach zachodniej części Północnego Atlantyku. Za główną przyczynę różnic w uwarunkowaniu cyrkulacji atmosferycznej między pierwszą a drugą połową zimy nad Północnym Atlantykiem można uważać wyczerpywanie się zasobów ciepła w wodach powierzchniowych wschodniej części Atlantyku wraz z przedłużaniem się okresu zmniejszonego dopływu radiacji słonecznej, o czym wspomniano już wcześniej.

Jeśli powyższe wnioskowanie jest prawidłowe, można dość łatwo wyobrazić sobie przyczynę występowania nad Bałtykiem zim "dwufazowych" i "jednofazowych", gdzie pod mianem zim "jednofazowych" rozumieć się będzie zimę, dla której cały okres zimowy jest względnie jednolity pod względem termicznym (temperatury miesięczne dodatnie lub ujemne), zaś zimy "dwufazowe" jako zimy, których część (np. pierwsza lub druga połowa) charakteryzuje się występowaniem ujemnych, część dodatnich temperatur miesięcznych powietrza.

Warunkiem sprzyjającym wykształceniu zim "jednofazowych" może być taki rozkład anomalii TPO na akwenach decydujących o cyrkulacji atmosferycznej w danym okresie, gdzie anomalie nad i pod poziomem termokliny letniej będą posiadały takie same znaki. W tym przypadku zwiększony pobór ciepła z wód powierzchniowych w początkowym okresie zimy i wzmożone procesy mieszania falowego, po likwidacji termokliny letniej, nie doprowadzą do zmiany przestrzennego rozkładu znaków anomalii. Ze względu na zmianę wartości anomalii, a tym samym zmianę wielkości strumieni ciepła do atmosfery, może dojść do wzmożenia lub pewnego osłabienia cyrkulacji atmosferycznej, lecz jej charakter ("typ") pozostanie w zasadniczym kształcie do końca zimy bez zmian.

W sytuacji, gdy anomalie TPO leżące nad letnią termokliną będą miały odmienne znaki od anomalii TPO leżących pod letnią termokliną, wyczerpanie zasobów ciepła z powierzchniowych, leżących nad termokliną, warstw wód doprowadzi do ujawnienia się anomalii o znaku przeciwnym i po pewnym czasie, nastąpi częściowa czy też całkowita przebudowa charakteru cyrkulacji atmosferycznej, z dalszymi konsekwencjami dla kształtowania temperatury powietrza na oddalonych obszarach. Możliwa jest oczywiście, choć mniej prawdopodobna, sytuacja, że wody pod termokliną będą miały przypadkiem temperaturę odpowiadającą wartości średniej klimatycznej i po likwidacji anomalii nad termokliną ujawni się anomalia o wartości zerowej.

Jest oczywistym, że w warunkach otwartego, niestratyfikowanego halicznie w warstwie pierwszych kilkuset metrów oceanu, w grę wchodzić będą w tym przypadku sytuacje, gdy na warstwach chłodniejszych wód wykształci się warstwa wód cieplejszych.

Dla kształtowania charakteru termicznego okresu zimowego nad obszarem Polski i jej wybrzeża dwa przynajmniej akweny będą miały tutaj podstawowe znaczenie - są nimi centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku (grid [30,54]) i akwen położony na ENE od Azorów (grid [20,40]). Jeśli we wrześniu w gridzie [30,54] będzie silna, lecz tylko powierzchniowa, anomalia dodatnia, leżąca na wodach chłodnych, a jednocześnie na innych akwenach wystąpi zespół anomalii TPO sprzyjających rozwojowi cyrkulacji strefowej (pozytywnej fazie NAO), w grudniu rozwinię się silna cyrkulacja południkowa. Po wyczerpaniu zasobów ciepła tej anomalii i odtworzeniu się w tym rejonie anomalii ujemnych, z początkiem stycznia lub w połowie stycznia cyrkulacja atmosferyczna wróci do strefowego charakteru. Podobnie będzie, jeśli na ENE od Azorów (grid [20,40]) wystąpi z końcem lata (sierpień - październik) radiacyjna anomalia dodatnia rozwinięta na chłodnych wodach, a w gridzie [30,54] we wrześniu anomalia ujemna. Początek zimy będzie charakteryzował się silną cyrkulacją południkową i relatywnie niskimi temperaturami, po likwidacji tej anomalii cyrkulacja przejdzie na mniej lub bardziej intensywną cyrkulację strefową. Jeśli jednak na akwenie na ENE od Azorów (grid [20,40]) z początkiem jesieni będzie słaba anomalia dodatnia, rozwinięta na wodach, które pod termokliną letnią będą miały temperaturę wyższą od normy klimatycznej dla wód powierzchniowych w tym rejonie na przykład dla grudnia i z początkiem zimy dojdzie do likwidacji tej anomalii, ujawnią się na powierzchni wody spod termokliny letniej i zaistnieje nagle silna dodatnia anomalia na tym akwenie. W konsekwencji, jeśli rozkład przestrzenny znaków i wartości anomalii na innych akwenach będzie sprzyjający, może również nagle, z miesięcznym opóźnieniem, czyli w drugiej połowie stycznia - pierwszej połowie lutego rozwinąć się bardzo silna cyrkulacja południkowa z blokadą w rejonie bałtyckim. W takim przypadku, po względnie krótkim, ostrym początku zimy w rejonie Bałtyku Południowego i Południowo-wschodniego, nastąpi około 3-4 tygodniowy okres ocieplenia, po czym rozwinię się mroźna zima. Jest to obraz tak zwanej zimy bezładowej (Kernlose Winter, besyadernaya zima).

Takich przykładów gwałtownych zmian cyrkulacji zachodzących w czasie zimy pod wpływem zmiany znaku anomalii TPO można by podać tu jeszcze kilka, posługując się konkretnymi. Trzeba jednak mieć na uwadze, że oprócz opisanych sytuacji, występuje w Północnym Atlantyku i poziomy przenos masy i ciepła, regulowany przez wielkoskalowe procesy prądowe. Z tym przenosem wiąże się również kształtowanie anomalii TPO. Przemieszczające się anomalie o takiej genezie mogą doprowadzić do podobnych zmian charakteru cyrkulacji w okresie zimy, jednak takie zmiany będą silniej rozciągnięte w czasie i raczej nie powinny mieć radykalnego charakteru.

Wracając do akwenów wywierających zasadniczy wpływ na kształt termiczny zimy nad Bałtykiem Południowym i Południowo-wschodnim, trzeba zwrócić uwagę, że zarówno w kształtowaniu termiki pierwszej, jak i drugiej połowy zimy zasadniczą rolę odgrywają wody znajdujące się w strefie oddziaływania Prądu Labradorskiego (zmienne PL3-5 i PL5-7). Podobnie ważką rolę odgrywają wody leżące na Morzu Sargassowym (cała zima i druga połowa zimy - zmienne MS1-5 i AN08[60,30])

Wypada w tym miejscu zauważyć, że anomalie na Prądzie Labradorским występujące w okresie od stycznia do lipca są dość silnie i istotnie statystycznie ujemnie skorelowane ze wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki wystąpił w poprzednim roku (patrz tab. 6). Anomalie majowe w gridzie [60,30] (Morze Sargassowe) nie wykazują występowania korelacji istotnych statystycznie ze wskaźnikiem NAO, jaki

wystąpił w roku poprzednim, jednak w poprzedzającym maj marcu i kwietniu zaznaczają się na tym akwenie korelacje istotne statystycznie ze wskaźnikiem NAO sprzed roku (patrz tab. 6). Oznacza to, że ubiegłoroczny charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej ma wpływ na wiosenną ewolucję pola temperatury na Morzu Sargassowym. Te same majowe anomalie TPO na Morzu Sargassowym wykazują również podwyższone współczynniki korelacji z indeksem NAO z tego samego roku (patrz tab. 7), choć siła związku nie przekracza granicy istotności statystycznej ($r = 0.337$, $p < 0.074$).

Tak więc, pewien, dość wyraźny wpływ, na kształtowanie wartości zmiennej MS1-5 posiada cyrkulacja atmosferyczna, jaka występowała nad Północnym Atlantykiem w okresie dwóch kolejnych poprzedzających dany maj, zim. Wpływ występującej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem zimą roku poprzedzającego na kształtowanie wartości zmiennych PL3-5 i PL5-7 jest silny i istotny statystycznie.

Zarówno fakt, że anomalie decydujące o zasadniczych cechach termiki zimy przyszłego roku pochodzą z okresu poprzedzającego wykształcenie termokliny letniej, jak i fakt, że rejestrują one silnie i wyraźnie przebieg cyrkulacji atmosferycznej, jaka miała miejsce w okresie poprzednich zim, wskazuje, że w przebiegu procesu kształtowania pola temperatury powierzchni oceanu zachodzi rekurencja. Cyrkulacja oceaniczna i związane z nią pole temperatury powierzchni oceanu rejestruje wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej i przenosi je w części na okres wiosenny roku następnego. Pole temperatury oceanu okresu wiosennego determinuje zasadnicze zręby charakteru cyrkulacji atmosferycznej, jaka nastąpi w okresie następnej zimy. Na to nakłada się ewolucja pola temperatury powierzchni oceanu, następująca od końca okresu wychładzania zimowego do końca okresu nagrzewania letniego, a która również wnosi swój wpływ w kształtowanie cyrkulacji atmosferycznej, która nastąpi w okresie nadchodzącej zimy. Ten wkład również da określone skutki dla pola temperatury powierzchni oceanu wiosną w roku następnym i następnym po następnym,

Tworzy się zamknięty układ bez początku i końca, w którym stan aktualny jednocześnie stanowi w części skutek stanów przeszłych, jak i w części przyczynę stanu, który dopiero nastąpi.

Międzyroczna i międzysezonowa zmienność rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w oceanie jawi się tutaj, w rozpatrywanej skali zdarzeń, jako główny, choć nie jedyny, czynnik wprowadzający międzyroczną zmienność charakteru termicznego zim. Do tego, aby występowała zmienność stopnia ostrości zim nie są potrzebne ani długookresowe zmiany dopływającej energii słonecznej do systemu (przechodzenie Ziemi przez obłoki pyłów kosmicznych, zmiany stałej słonecznej, wzrost zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze, ...) ani też zmiany działania sił natury kosmicznej (oddziaływania grawitacyjne i siły pływtwórcze, zmiany magnetyzmu jonosfery, ...). Być może, te wymieniane w literaturze przedmiotu czynniki wywierają jakiś wpływ na funkcjonowanie systemu klimatycznego w skali zmienności międzyrocznej, lecz ich wpływ, jak do tej pory, nie został w wiarygodny sposób wykazany i raczej pozostaje zbiorem hipotez, które dopiero wymagają udowodnienia.

Dla funkcjonowania międzyrocznej zmienności pod-systemu ocean-atmosfera w skali Północnego Atlantyku, który charakteryzuje się całkowitym zdeterminowaniem, wystarczy pojawienie się nieregularności w transporcie masy (wód), a wraz z nimi strumienia ciepła z niższych szerokości w wyższe, lub/i strumienia masy i strumienia ciepła z wyższych szerokości w niższe. Zmiany klimatu oceanu (patrz Monin i in., 1974) pociągają za sobą zmiany klimatu atmosfery, zmiany klimatu atmosfery wymuszają zmiany klimatu oceanu.

Mimo użycia określenia, że system taki jest zdeterminowany, nie oznacza to jednak, że system taki jest stabilny. Jeśli założyć, że równanie [PZ] jest wystarczające do opisu charakteru zimy, która

nastąpi, to charakter termiczny tej zimy będzie uzależniony od zmienności czterech zmiennych. Jeśli następnie założyć, że każda ze zmiennych może przyjąć tylko trzy stany: -1, 0 i 1, to liczba możliwych stanów swobody N takiego systemu będzie:

$$N = ((n^2 - n)/2) \cdot s^2,$$

gdzie:

n - liczba zmiennych (tu 4),

s - liczba stanów każdej ze zmiennych (tu 3).

Proste obliczenie podstawionych do powyższej formuły wartości daje 54 stany swobody $(((16-4)/2) \cdot 9)$. Jest oczywiste, że nawet w równaniu [PZ] liczba stanów swobody, ze względu na możliwość większego niż trzystopniowego zróżnicowania wartości zmiennych, również będzie znacznie większa. Nie należy zapominać, iż mimo tego, że w równaniach prognostycznych operuje się trzema lub czterema zmiennymi, faktycznie w kształtowaniu rzeczywistej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem bierze udział całe pole temperatury tego akwenu, które wykazuje nieprzerwaną zmienność. Wpływ wywierają również i inne czynniki, pominięte w tych rozważaniach (np. cyrkulacja atmosferyczna w atlantyckich tropikach, nad Pacyfikiem i Ameryką Północną, stan termiczny Morza Śródziemnego, etc.). Z tej choćby przyczyny międzyroczna zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej i warunków termicznych na obszarze, na który cyrkulacja ta wpływa, może być bardzo duża, o czym przekonują materiały obserwacyjne. Mimo pozornego chaosu nie oznacza to jednak, że zarówno główne cechy zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem, jak i związane z nią cechy termiki zim są całkowicie nieprzewidywalne, przynajmniej w krótkim, kilkumiesięcznym horyzoncie czasowym, co starano się w tej pracy wykazać.

Nie będzie się dalej dokonywało podsumowań, w których wskazywać się będzie na rolę Północnego Atlantyku jako obszaru klimatotwórczego dla rejonu Bałtyku i obszarów Bałtyk otaczających. Dla Czytelnika, któremu udało "przedrzeć" się przez treść tej pracy, przedstawione fakty dają wystarczająco dużo materiału do samodzielnego formułowania ocen w tym względzie.

Literatura:

- Admiralty List of Radio Signals, v. 3 (1), NP 283(1). Published by the Hydrographer of the Navy, Taunton, Somerset, 1999, ss. 414.
- Baranov E.I., 1979. Izmenčivost' raskhodov vody na standartnykh razrezakh čerez Golfstrim, Floridskoe i Antilskoe tečeniya. Trudy GOI, vyp. 146 (Okeanografiya i meteorologiya severnoj časti Atlantičeskogo okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 3-13.
- Baranov E.I., 1984a. O razvetvlenii Golfstrima. Trudy GOI, vyp. 175 (Okeanografiya i meteorologiya Atlantičeskogo Okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 4-13.
- Baranov E.I., 1984b. O sinoptičeskoj imenčivosti vertikalnoj i gorizontalnoj struktury tečenij Golfstrima. Trudy GOI, vyp. 175 (Okeanografiya i meteorologiya Atlantičeskogo Okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 14-28.
- Barnett, T.P., 1977. An attempt to verify some theories of El Nino. Journal of Physical Oceanography, Vol. 7, No. 5, s. 633-647.
- Barnett T.P., 1980. Rol' okeana v globalnoj klimatičeskoj sisteme. [W:] Izmeneniya klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad. s. 209-237. (rosyjskie tłumaczenie pracy zbiorowej pod red. J.Gribbina "Climatic Change", Cambridge University Press).
- Barnett T.P., 1984. Prediction of the El Nino of 1982-3. Monthly Weather Review, Vol. 112, No. 7, s. 1403-1407.
- Barnett T.P., Latif M., Graham N., Flugel M., Pazan S., White W., 1993. ENSO and ENSO-related predictability. I. Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with ahybrid coupled ocean-atmosphere model : Journal of Climate, Vol. 6, No. 8, s. 1545-1566.
- Barnett T.P., Bengtsson L., Arpe K., Flugel M., Graham N., Latif M., Ritchie J., Roekner E., Schlese U., Schulzweida U., Tyree M., 1994. Forecasting global ENSO-related climate anomalies : Tellus, Series A (Dynamic Meteorology and Oceanography), Vol. 46 A, No. 4, s. 381-397.
- Baryševskaya G.I., 1976. O svyazi dinamičeskikh processov v zapadnoj častii Severoj Atlantiki s termičeskim režimom. Trudy GOI, Vyp. 131 (Issledovaniya po probleme okean-atmosfera). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 67-73.
- Baryševskaya G.I., 1979. Raspredelenie vod Golfstrima po kvatorii severnoj Atlantyki. Trudy GOI, vyp. 146 (Okeanografiya i meteorologiya severnoj časti Atlantičeskogo okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s.14-23.
- Baryševskaya G.I., 1982. Razdelenie Golfstrima južnee Bolšoj N'yufaulndenskoj banki. Meteorologiya i Hidrologiya, nr. 11, s. 70-75.
- Baryševskaya G.I., Nagalskij A.V., 1984. O vliyanii smeščenija subpolyarnogo fronta na anomalii temperatury vody v rajone okeanskoj stancii "C". Trudy GOI, vyp. 175 (Okeanografiya i meteorologiya Atlantičeskogo Okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 69-83.
- Baryševskaya G.I., Sobčenko E.A., 1979. Izmenčivost' teplovogo sostoyaniya nekotorykh rajonov severnoj Atlantyki v 1970-1975 godakh. Trudy GOI, vyp. 146 (Okeanografiya i meteorologiya severnoj časti Atlantičeskogo okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 65-72.
- Baryševskaya G.I., Šinkevič N.G., 1979. O vozmožnykh priččinakh izmeneniya raskhodov vod južnoj vetvii Golfstrima. Trudy GOI, vyp. 150 (Gidrologiya i meteorologiya Atlantičeskogo okeana). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 76-82.

- Baryševskaya G.I., Šubenko A.P., 1983. Nekotorye rezultay issledovaniya cirkulacii v delte Golfstrima. Trudy GOI, vyp. 164. (Gidrologiya i meteorologiya Atlantičeskogo Okeana), Gidrometeoizdat, Moskva, s. 37-44.
- Berlage H.P., 1966. The Southern Oscillation and World Weather. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut Mededelingen en Verhandlingen, No 88, s. 1-142.
- Bjerknes J., 1964. Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, Vol. 10, s. 1-82.
- Bjerknes J., 1965. Atmosphere-ocean interaction during the "Little Ice Age" (seventeenth to nineteenth centuries A.D.). WMO Technical Note, No 66, Geneva, s. 77-88.
- Bjerknes J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, s. 820-829.
- Bjerknes J. 1972. Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. *Journal of Physical Oceanography*, 2, s. 212-217.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska M., Żmudzka E., 1992. Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. VII, Zmiany wiekowe klimatu Polski. Wyd. UW, Warszawa, ss. 438.
- Clivar Implementation Plan., 1999 (Ed. Trenberth K, Clarke A). III (ii) Clivar DecCen. 5. The North Atlantic Oscillation (D1), s. 163-192.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000. Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. *Przegląd Geofizyczny*, 45 (3-4), s. 221-238.
- Dickson R.R., Lamb H.H., Malmberg S.A., Colebrook J.M., 1975. Climatic-reversal in the northern North Atlantic. *Nature*, 265, s. 479-481.
- Dickson R.R., Niamas J., 1976. North American Influences on the circulation and climate of the North Atlantic sector. *Monthly Weather Review*, 104, s. 1255-1265.
- Drake Ch.L., Imbrie J., Knauss J.A., Turekian K.K., 1979. *Oceanography*. Holt, Reinhard, Winston, NY, Chicago, ..., Sydney, ss. 447.
- Draper N., Smith H., 1973. Analiza regresji stosowana. Biblioteka Naukowa Inżyniera, PWN, Warszawa, ss. 459.
- Filipiak J., 2000. Zależność zmienności warunków termicznych w Gdańsku od cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Europy i północnej części Oceanu Atlantyckiego. *Rocznik Fizycznogeograficzny*, 6, s. 65-70.
- Fortak H., 1971. *Meteorologie*. Carl Habel Velagsbuchhandlung, Berlin, Darmstadt, ss. 411.
- Gannočka V.A., Ševčenko S.N., Sobčenko E.A., Andriešin V.G., 1979. O nekotorykh čertakh vodoobmena čerez proliv meždu Islandiej i Farerskimi ostrovami. Trudy GOI, vyp. 146 (Okeanografiya i meteorologiya severnoj časti Atlantičeskogo okeana). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 73-80.
- Girs A.A., Makrocirkulacionnyj metod dolgosročnykh meteorologičeskikh prognozov. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 485.
- Girs A.A., 1981. K voprosu o fomakh atmosfernoj cirkuljacii i ikh prognostičeskom ispolzovanii. Trudy AANII, 373, Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 4-13.
- Girs A.A., 1984. Rzrabotka sposoba učeta fona stadii cirkulacionnykh epokh kak odnogo iz etapov razvitiya makrocirkulacionnogo metoda. Trudy AANII, 397, Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 5-9.
- Golubev V.E., 1975. Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v prívodnom sloe nad okeanom. Glavnoe Upravlenie Girometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR. Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosfernuju cirkulaciju i dolgosročnye prognozy pogody). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 36-52.
- Goodman J., Marshall J., 1999. A model of decadal middle-latitude atmosphere-ocean coupled modes. *Journal of Climate*, 12, s. 621-641.
- Hakkinen S., 2000. Decadal air-sea interaction in the North Atlantic based in observations and modeling results. *Journal of Climate*, 13, s. 1195-1219.

- Hatch M., 1996. Finished with engin - OWS. Met.O. 1021; The Marine Observer, Vol. 66 (334), s. 201-205.
- Hartmann D.L., 1994. Global Physical Cimatology. Academic Press, San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto, ss. 411.
- Hurrell J., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. Science, 269, s. 676-679.
- Jajuga K., 1993. Statystyczna analiza wielowymiarowa. PWN, Warszawa, ss. 277.
- Kort V.G., 1970. O krupnomasštabnom vzaimodejstvii okeana i atmosfery (na primere severnoj častii Tikhogo Okeana). Okeanologiya, t.10, vyp. 10, s. 222-240.
- Kożuchowski K., 1989. Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura w Polsce. Przegląd Geofizyczny 34 (4), s. 427-435.
- Kożuchowski K., 1994. Temperatura powietrza i typy cyrkulacji w Polsce ma tle charakterystyk ogólnej cyrkulacji atmosfery. [W:] Red. K.Kożuchowski, Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych. Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego 152 (226), s. 47-71.
- Kożuchowski K., 1996. Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce na tle zmian globalnych. Przegląd Geograficzny 68 (1-2), s. 79-98.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1988. Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns. Journal of Climatology, 8, s. 191-199.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1994. 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. Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego 152 (226), s. 19-46.
- Lamb, H.H., 1973. The effect of climatic anomalies in the oceans on long-term atmospheric circulation behaviour and currents in the North Sea and surrounding regions. [W:] North Sea Science (NATO North Sea Science Conf., Aviemore, Scotland, 15-20 Nov. 1971) (Ed. E.D. Goldberg), s.153-182 MIT Press, Cambridge, MA.
- Lamb H.H., 1974. Klimaty i cyrkulacionnye režimy v severnom polušarii vo vremya poslednego lednikovogo perioda i posle nego. [W:] Fyzičeskaya i dinamičeskaya klimatologiya. Trudy simpoziuma po fyičeskoj i dinamičeskoj klimatologii WMO. Gidrometoizdat, Leningrad, s. 237-266.
- Lamb H.H., 1978. Climate: present, past and future. Methuen, London, ss. 602. [reprint pracy z r. 1972].
- Lamb, H.H., Johnson, A.I., 1959, Climatic variation and observed changes in the general circulation. Parts I and II. Geografiska Annaler, 41, s. 94-134
- Lamb, H.H., Johnson, A.I., 1961, Climatic variation and observed changes in the general circulation. Part III. Geografiska Annaler, 43, s. 363-400
- Marčuk G.I., 1976. Fizika atmosfery i okeana i problema prognozy pogody. Meteorologiya i Gidrologiya, 10, s. 3-14.
- Marsh R., 2000. Modeling changes in North Atlantic circulation under the NAO-minimum wind forcing of 1877-81. Atmosphere - Ocean, 38, vol. 2, s. 367-393.
- Marsz A.A., 1997. Współoddziaływanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku. Problemy Klimatologii Polarniej 7. WSM, Gdynia, s. 167-234.
- Marsz A.A., 1999. Oscylacja Północno-Atlantycka a reżim termiczny zim na obszarze Polski Północno-Zachodniej i polskim wybrzeżu Bałtyku. Przegląd Geograficzny, 71 (3), s. 225-245.
- Marsz A.A., 2000. Związki między wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku a przenosem wód atlantyckich i ciepła przez Kanał Farero-Szetlandzki. Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni, 10, s. 111-126.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001. Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską. WSM, Gdynia, ss. 101.

- Meinardus W., 1898. Über einige meteorologische Beziehungen zwischen dem Nordatlantischen Ocean und Europa im Winterhalbjahr. *Meteorologische Zeitschrift*, Bd 14, s. 85-105.
- Miętus M., 1996. Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Materiały Badawcze, Seria: Meteorologia - 26. Warszawa, ss. 72.
- Miętus M., 1998. O rekonstrukcji i homogenizacji wieloletnich serii średniej miesięcznej temperatury ze stacji w Gdańsku-Wrzeszczu, 1951-1995. *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, 21(2), s. 41-63.
- Monin A.S., Kamenkovič V.M., Kort V.G., 1974. *Izmenčivost' Mirovogo Okeana*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 261.
- Musaelyan Š. A., 1980. O dinamiko-statističeskoj parametrizacii teplovoj pamyati okeana. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 3, s. 5-14.
- Nagurnyj A.P., 1982. Termodinamičeskoe issledovanie izmenčivosti klimata vysokikh širok. AANII. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 75.
- Namias J., 1959. Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation. *Journal Geophysical Research*, No 64 (8), s. 631-646
- Namias J., 1969. Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960s. *Monthly Weather Review*, 97, s. 173-192.
- Namias J., 1974. Large-scale and long-term fluctuations in some atmospheric and oceanic variables. Stockholm; Reprint from the Proceedings of the HOBEL Symposium 20, s. 20-56.
- Namias J., 1976. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Nino. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 6, No. 2, s. 130-138.
- Namias J., 1978. Multiple causes of the North American abnormal winter 1976-77. *Monthly Weather Review*, 106, s. 279-295.
- Namias J., 1983. Dolgosročnyj prognoz pogody. Hasło w "Encyklopediya Okean - Atmosfera" (s.327-328), Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 464. [Rosyjskie tłumaczenie McGraw-Hill Encyclopedia of Ocean and Atmospheric Sciences. Ed. Sybil P. Parker, McGraw-Hill Inc., 1980].
- Namias J., Cayan D. R., 1984. El Nino: implications for forecasting (USA). *Oceanus*, Vol. 27, No. 2, s. 41-47.
- Netreba S.N., 1988. O blokirovanii zonalnogo potoka teplovoj anomaliej. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 11, s. 5-10.
- Osborn T.J., Briffa K.J., Tett S.B.F., Jones P.D., Trigo R.M., 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, vol. 15, iss.9., s. 685-702.
- Perry A.H., 1975. Eastern North Atlantic sea-surface temperature anomalies and concurrent temperature and weather patterns over the British Isles. *Weather*, No 30.
- Perry A.H., Walker J.M., 1982. System ocean - atmosfera. Wyd. Morskie, Gdańsk. ss. 267. (Polskie tłumaczenie pracy tychże autorów: *The Ocean - Atmosphere System*, Longman, London, New York, 1977).
- Privalova I.V., 1967. Vertikalnaya i meridionalnaya cirkulaciya vod Severnoj Atlantyki. Gosudarstvennyj Okeanografičesij Institut, Trudy, vyp. 91. Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 133-141.
- Prosekina G.M., Ugryumov A.I., 1975. Klassifikaciya sinoptičeskikh processov severnoj častii Atlantičeskogo okeana po priznaku geografičeskoj lokalizacii dlinnykh voln. Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Trudy, vyp. 147. Gidrometeoizdat, Leningrad, s.22-35.
- Ratcliffe R.A.S., 1971. North Atlantic sea temperature classification, 1877-1970. *Meteorological Magazine*, 100, s. 225-232.
- Ratcliffe R.A.S., 1973. Recent work on sea-surface temperature anomalies related to long-range forecasting. *Weather*, 28 (3), s. 106-117.

- Ratcliffe R.A.S., Murray R., 1970. New lag associations between North Atlantic Sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting. *Quartly J. Royal Met. Soc.* No. 96, s. 226-246.
- Razorenova O.A., 1998. Krupnomasštabnoe vzaimodejstvie okeana i atmosfery v severnoj Atlantike. I. Issledovanie svyazi okeaničeskikh potokov tepla s kharakteristikami cirkuljacii v srednej troposfere metodom linejnoj koreljacii. *Meteorologija i Gidrologija*, 9, s. 77-86.
- Reynolds R.W., 1988. A real-time Global Sea Surface Temperature Analysis. *Journal of Climate*, 1, s. 75-86.
- Reynolds R.W., Roberts L., 1987. Global Sea-Surface Temperature Climatology from in-situ, Satellite and Ice Data. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter (CIMPAP)*, 37, s. 15-17.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994. Improved global sea surface temperature analyses. *Journal of Climate*, 7, s. 929-948.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1995. A high-resolution global sea surface temperature climatology. *Journal of Climate*, 8, s. 1571-1583.
- Sadowski M., 1983. Klimatologiczne przesłanki prognozy suszy glebowej. *Przegląd Geofizyczny*, R. 28, z. 2, s. 151-163.
- Sadowski M.J., 1990. Relationship between elements of climate in Poland and sea surface temperature in the North Atlantic Ocean. [w:] *Climatic change in the historical and the instrumental periods*. Masaryk University, Brno, s. 231-236.
- Savčenko V.G., Nagurnyj A.P., 1987. Vozdejstvie teplovykh potokov iz okeana na kolebaniya klimata vysokikh širót. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, ss. 199.
- Sawyer J.S., 1955. Notes on the possible physical causes of long-term weather anomalies. *WMO Technical Note*, No. 66. Geneva, s. 227-249.
- Schönwiese Ch.D., 1992. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Wyd.2. Gebrüder Borntraeger. Berlin, Stuttgart, ss. 231.
- Shea D.J., Trenberth K.E., Reynolds R.W., 1990. A global monthly Sea Surface Temperature Climatology. *NCAR Technical Note 345*, Nov. 1990. Climate and Global Dynamics Division, Boulder, CO., patrz również: *Journal of Climate*, 5, s. 987-1001
- Slutz R.J., Lubker S.J., Hiscox J.D., Woodruff S.D., Jenne R.L., Joseph D.M., Steurer P.M., Elms J.D., 1985. *COADS Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. Release 1*, Climate Research Program, Boulder, CO. ss. 268.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Livezy R.E., Stokes D.C., 1996. Reconstruction of historical sea surface temperature using empirical orthogonal function. *Journal of Climate*, 9, s. 1403-1420.
- Soskin I.M., Smirnova A.I., Erofeeva E.S., 1976. Anomalnost' polej summarnoj teplootdači Severnoj Atlantiki i ikh tipizacija. *Trudy GOI, Vyp. 131 (Issledovaniya po probleme okean-atmosfera)*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*. s. 29-39.
- Soskin I.M., Smirnova A.I., Kuznecov V.I., Erofeeva E.S., 1976. Kharakteristika izmenčivosti summarnoj teplootdači Severnoj Atlantiki i nekotorye voprosy vzaimosvyazi ee c temperaturoj vody. *Trudy GOI, Vyp. 131 (Issledovaniya po probleme okean-atmosfera)*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, s. 3-28.
- Styszyńska A. (w druku) Związki między temperaturą wody w energoaktywnej strefie Morza Bellingshausena a temperaturą powietrza na Stacji Arctowskiego. [Praca oddana do druku w *Problemach Klimatologii Polamej* 8, UMK, Toruń].
- Sukhovej V.F., 1977. Izmenčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana. *Naukova Dumka, Kiev*. ss. 215.
- Šuševskaya G.M., 1975. Povtoryaemost' baričeskikh obrazovanij v Severnoj Atlantike i ee svyaz' s teplovym sostoyaniem poverkhnosti okeana (na primere vesenikh mesyacev). *Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosfernuju cirkulaciju i dolgosročnye prognozy pogody)*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, s. 16-21.

- Ugryumov A.I., 1981. Teplovoj režim okeana i dolgosročne prognozy pogody. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 176.
- Ugryumov A.I., Kupyanskaya A.P., 1975. O nekotorykh svyazyakh meždu temperaturaj poverkhnosti okeana i atmosfernoj cirkulacii v Severoj Atlantike. Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR. Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosfernyu cirkulaciyu i dolgosročne prognozy pogody). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 4-15.
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: present, past and future. PNAS, Vol. 98, No. 23, s. 12 876-12 877.
- Woodruff S.D., Slutz R.J., Jenne R.L., Steurer P.M., 1987. A comprehensive ocean-atmosphere data set. Bulletin of the American Meteorological Society, 68, s. 1239-1278.
- Yurko V.T., 1983. Klassifikacija polej anomalij sredej mesyčnoj temperatury poverkhnosti severnoj Atlantyki. Trudy Vsesoyuznogo Naučno-Instituta Gidrometeorologičeskoj Informacii - Mirovogo Centra Dannyyh. Vyp. 99 (Morskaya Gidrometeorologiya). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 52-64.
- Yurko V.T., 1984. Usloviya formirovaniya tipov polej anomalij temperatury poverkhnosti severnoj častii Atlantičeskogo okeana. Trudy Vsesoyuznogo Naučno-Instituta Gidrometeorologičeskoj Informacii - Mirovogo Centra Dannyyh. Vyp. 110 (Morskaya Gidrometeorologiya). Gidrometeoizdat, Moskva, s. 20-41.
- Zilitinkiewicz S.S., Monin A.S., Czalikow S.W., 1978. Wzajemne oddziaływanie morza i atmosfery. Studia i Materiały Oceanologiczne Nr. 22. Dynamika Morza (3). Ossolineum, Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk. ss. 280.
- Żmudzka E., 1995. Tendencje i cykle zmian temperatury powietrza w Polsce w latach 1951-1990. Przegląd Geofizyczny 40 (2), s. 129-139.
- Żmudzka E., 1999. Krótkookresowa zmienność temperatury powietrza w Polsce. Przegląd Geofizyczny 44 (3), s. 115-130.

Media elektroniczne

- Olsen L. M., A. Warnock III: GEDEX, Selected Data Sets. 1992, Disc 1, CD-ROM No 994800. NASA Climate Data System Staff Goddard Distribute Archive Center, NASA - Goddard Space Flight Center.
- Global Historical Fields. v.1.0., August 1994. CD-ROM No 121 7860. Department of the Navy - Department of Commerce. Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Detachment & National Climatic Data Center, NOAA.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Hurrell J.W., McCartney M., Visbeck M., 1997. Atlantic Climate Variability. (white paper , s. 37: <http://geoid.mit.edu/accp/avehtml.html>)
- Marshall J., 2000. Interaction of the North Atlantic Oscillation with the ocean circulation (Lecture presented on July 27th, 2000, at the NCAR Summer Colloquium). http://www.asp.ucar.edu/colloquium/2000/Lectures/marshall/ncar_john.html

ANEKS

Wartości średnie miesięczne wieloletnie (klimatologiczne) temperatury powierzchni oceanu [°C] w gridach kontrolnych, względem których obliczano wartości anomalii TPO wykorzystanych w tej pracy

gridy	materiały											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
[76,34]	19.0	18.0	18.0	19.7	22.2	25.1	27.1	27.6	26.9	24.8	22.5	20.5
[60,30]	21.4	20.7	20.5	20.9	22.4	24.8	26.9	27.8	27.6	26.4	24.5	22.8
[50,52]	2.3	1.7	1.6	2.2	3.4	5.3	8.3	10.0	9.1	6.7	4.8	3.3
[40,34]	19.0	18.3	18.2	18.7	20.1	22.2	24.5	25.9	25.5	23.9	21.9	20.4
[40,40]	16.7	16.1	15.9	16.4	17.4	19.4	22.4	23.9	23.1	21.1	19.3	17.9
[40,52]	8.0	7.6	7.8	8.1	8.9	10.0	11.7	12.9	12.4	10.8	9.6	8.6
[30,54]	8.6	8.3	8.4	8.7	9.4	10.7	12.2	13.1	12.5	11.2	10.0	9.1
[20,40]	15.1	14.5	14.4	14.9	16.0	18.0	20.1	21.5	21.3	19.7	17.7	16.2
[10,40]	14.4	14.0	14.1	14.5	15.6	17.3	19.1	20.0	19.8	18.6	16.9	15.4
[10,60]	8.7	8.5	8.5	8.7	9.4	10.7	11.9	12.5	11.9	10.8	9.7	9.1

Źródło danych:

plik CACSST_C w zbiorze GEDEX (format pliku: CDF), autorzy: R.W. Reynolds i L. Roberts. Metoda obliczeń wartości klimatologicznych TPO omówiona w pracy: Reynolds R.W., Roberts L., 1987. Global sea-surface temperature climatology from in-situ, satellite and ice data. Tropica Ocean - Atmosphere Newsletter (CIMAS), 37, s. 15-17. Uśrednienie z okresu trzydziestolecia; od stycznia 1950 do grudnia 1979 roku. Rozdzielczość przestrzenna - gridy 2 x 2°.