

WPROWADZENIE

(ISTOTA NAO, HISTORIA, WSKAŹNIKI)

Andrzej A. Marsz

Akademia Morska w Gdyni, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej

Istota Oscylacji Północnego Atlantyku

Oscylacja Północnego Atlantyku¹ (North Atlantic Oscillation; dalej akronim NAO) jest wielkoskalowym zjawiskiem klimatycznym działającym w rejonie Północnego Atlantyku², którego skutki obejmują rozległe przestrzenie półkuli północnej - od wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej po Nizinę Rosyjską, Syberię Zachodnią i Bliski Wschód, od atlantyckiej Arktyki, po atlantyckie tropiki. Tworzy ono, w systemie klimatycznym naszej planety wyraźnie funkcjonujący podsystem. Centrum działania tego podsystemu znajduje się nad obszarami Północnego Atlantyku, skąd i nazwa.

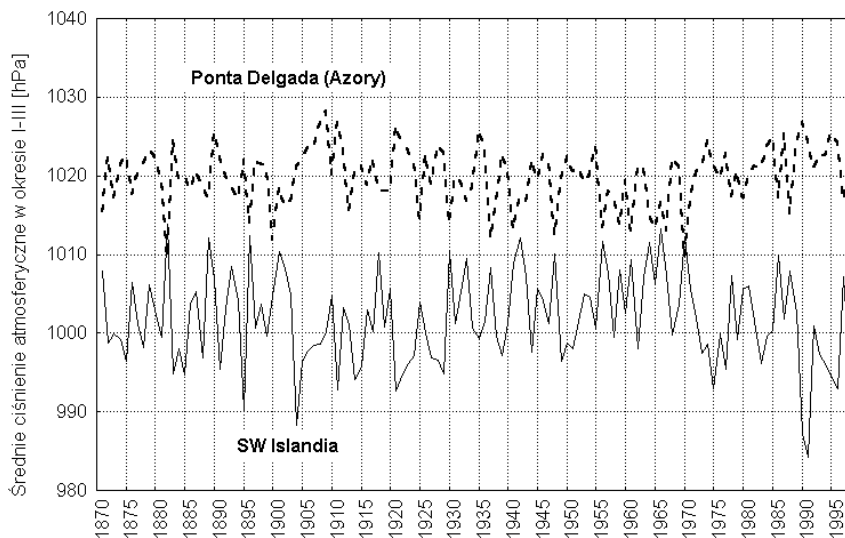
Najogólniej można powiedzieć, że podstawowym przejawem funkcjonowania tego podsystemu klimatycznego jest współdziałanie powiązanych ze sobą, dwu głównych klimatycznych centrów aktywności atmosfery w tym rejonie, jakimi są Wyż Azorski i Niż Islandzki.

Między ciśnieniem atmosferycznym w Wyżu Azorskim a ciśnieniem w Niżu Islandzkim w średnich skalach czasowych (średnia miesięczna, średnia sezonowa) występuje ujemna korelacja. W okresie, w którym ciśnienie w Niżu Islandzkim spada, wzrasta ciśnienie w Wyżu Azorskim, w okresie wzrostu ciśnienia w Niżu Islandzkim spada ciśnienie w Antycyklonie Azorskim (patrz rys. 1). Stany obu powiązanych ze sobą ośrodków barycznych nie są stabilne. Zachodzą nieokresowe przejścia od

¹ Powstaje, jak to często bywa z nowymi pojęciami, kwestia zapisu nazwy własnej tego zjawiska. Dotychczas, w polskiej literaturze nazewnictwo jest stosowane niejednolicie – spotyka się z zapisem "Oscylacja Północnoatlantycka", "oscylacja północnoatlantycka", "oscylacja Północnoatlantycka", "Oscylacja Północnego Atlantyku". Nie ulega wątpliwości, że jest to nazwa własna zjawiska, na dodatek o określonej lokalizacji. Dodatkowo powstaje problem, czy jest to oscylacja jaka, czy oscylacja czego? Ponieważ, zdaniem autora, zjawisko to ma wymiar jednocześnie atmosferyczny i oceaniczny, przy czym rola Atlantyku w kreowaniu tego zjawiska jest decydująca, używać się dalej będzie określenia "Oscylacja Północnego Atlantyku". W pracach innych autorów zachowana będzie stosowana przez nich nazwa, jednak pisana zawsze z dużych liter (nazwa własna; podobnie jak Oscylacja Południowa czy ENSO).

² Północny Atlantyk (North Atlantic) – nazwa własna akwenu, stanowiącego część Oceanu Atlantyckiego. Rozciąga się na północ od 30°N, jego północną granicę, oprócz linii brzegowej kontynentów i wysp, stanowi Cieśnina Davis, granice z morzami Grenlandzkim, Norweskim i Północnym oraz Cieśnina Gibraltarska. Oznacza to, że w granicach tego akwenu mieści się Morze Labradorskie, nie wchodzi w jego skład morza Grenlandzkie, Norweskie, Północne i Śródziemne. Atlantyk Północny – część Oceanu Atlantyckiego leżąca na północ od równika.

jednego stanu (silny Niż Islandzki i jednocześnie silny Wyż Azorski) do innego (słabe oba układy baryczne, zanik obu centrów działania atmosfery lub nawet pojawienie się ośrodka wysokiego ciśnienia w rejonie występowania Niżu Islandzkiego i ośrodka obniżonego ciśnienia w rejonie normalnego występowania Wyżu Azorskiego). Ponieważ powiązane ze sobą oba układy ciśnienia wytwarzają między nimi gradient baryczny określonej wartości i o określonym zwrocie (wektor), nieokresowe zmiany ciśnienia w obu ośrodkach barycznych generują przemienne przebiegi wartości i zwrotu tego wektora wokół jego wartości średniej, inaczej oscylacje. Z tego względu w nazwie zjawiska użyto określenia "oscylacja". Oscylacja Północnego Atlantyku funkcjonuje przez cały rok, jednak szczególnie duża amplituda zmienności jej przebiegów zaznacza się w okresach zimowych.

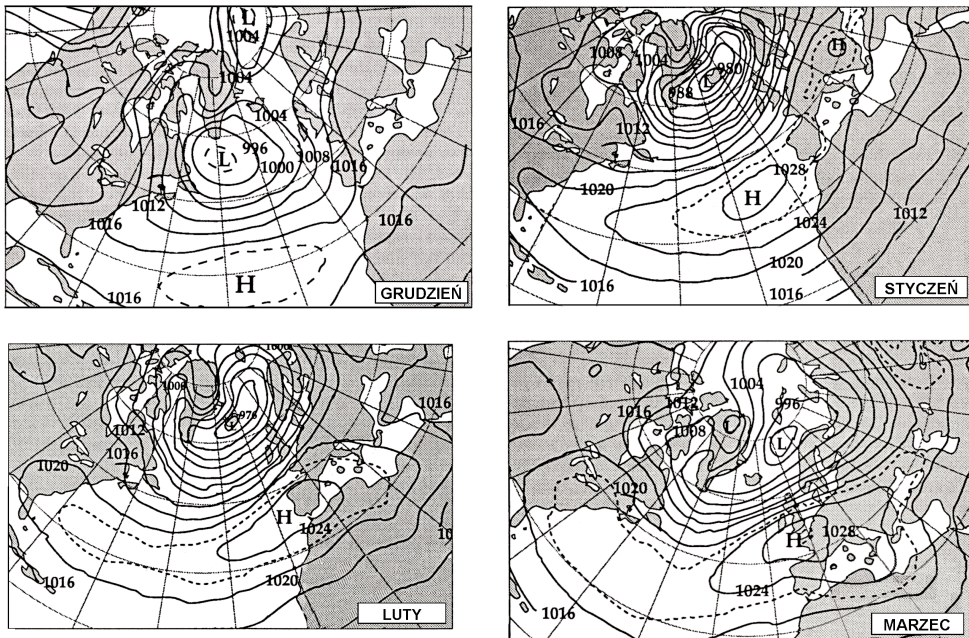


Rys. 1. Przebieg średniego ciśnienia z okresu styczeń- marzec na SW Islandii (Reykjavik/Stykkisholmur) i w Ponta Degada (Azory) w latach 1870-1998. Widoczna odwrotność fazy

Dla zrozumienia charakteru skutków tych zależności można posłużyć się najprostszym schematem pola ciśnienia nad obszarem Północnego Atlantyku. Centrum klimatycznego Niżu Islandzkiego lokuje się przeciętnie, jak wiadomo, gdzieś w rejonie Islandii lub między Islandią, a Grenlandią. Rozległy Wyż Azorski, o najczęściej wyraźnie rozciągniętej równoleżnikowo, lub niemal równoleżnikowo dłuższej osi, lokuje się nad Atlantykiem w szerokościach subtropikalnych, zaś jego centrum znajduje się na południe od Azorów. W takiej sytuacji, nad środkową częścią Północnego Atlantyku wykształca się równoleżnikowy układ izobar, z gradientem barycznym skierowanym na północ. W takim polu ciśnienia powietrze nad środkową częścią oceanu przemieszcza się na wschód – północ-wschód. Występuje tu strefa przenosu zachodniego mas powietrza, a w przywodnej warstwie powietrza – strefa wiatrów zachodnich.

Jeśli dochodzi do sytuacji, w której ciśnienie atmosferyczne w Niżu Islandzkim spada i jednocześnie rośnie ciśnienie w Wyżu Azorskim, powiększa się również gradient baryczny między Niżem

Islandzkim a Wyżem Azorskim i wzrastają prędkości wiatrów zachodnich. Jednocześnie, wobec spadku ciśnienia w Niżu Islandzkim powiększa się i jego średnica. Również i Wyż Azorski rozbudowuje się na wschód, sięgając nad Półwysep Iberyjski, a często znacznie dalej nad kontynent europejski. Strefa, w której występuje intensywny przenos powietrza z zachodu obejmuje nie tylko centralne i wschodnie partie Północnego Atlantyku w szerokościach 40-60°N, ale sięga również daleko na wschód – nad obszary Europy Środkowej, basen Bałtyku, Półwysep Skandynawski, północną część Niziny Rosyjskiej, niekiedy nawet nad Syberię Zachodnią. Masy wilgotnego powietrza znad Północnego Atlantyku (powietrza Polarno-morskiego) wnikają wtedy głęboko nad obszary kontynentalne (patrz rys. 2).



Rys.2. Pole ciśnienia atmosferycznego nad Północnym Atlantykiem zimą (XII–III) 1989/1990 roku (średnie miesięczne na poziomie morza, za: Mariner Weather Log)

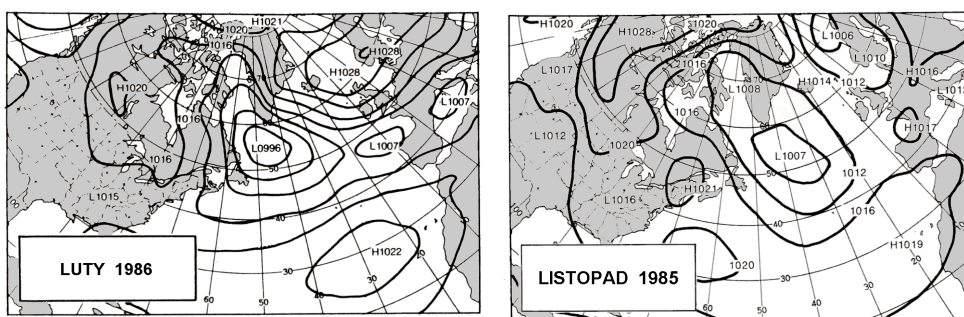
Zima 1989/1990 roku charakteryzowała się wyjątkowo silnym rozwojem przenosu strefowego, wskaźnik NAO Hurrella osiągnął jedną z najwyższych notowanych wartości dodatnich (3.96). Widoczny napływ mas Powietrza Polarno-morskiego nad północną Francję, Wyspy Brytyjskie, Niemcy i kraje skandynawskie, Europę Centralną i NW Rosję, basen Bałtyku i Półwysep Skandynawski. W tym samym czasie obserwuje się wypływ silnie wychłodzonego powietrza Arktyczno-kontynentalnego i Polarno-kontynentalnego znad Grenlandii, Morza Baffina, zamrożonej Zatoki Hudsona i Labradoru, SE Kanady nad Morze Labrador i NW Atlantyk w szerokościach 45-60°N. Powietrze to, przepływając nad Północnym Atlantykiem, pobiera ciepło i wilgoć z powierzchni oceanu (kosztem zasobów ciepła znajdujących się w oceanie) i transformuje się w zimowe masy powietrza Polarno-morskiego. Zwraca uwagę duży południkowy gradient baryczny między Azorami a Islandią oraz Półwyspem Iberyjskim a Islandią utrzymujący się przez całą zimę.

Zimą masy powietrza Polarno-morskiego są masami ciepłymi, w związku z czym przynoszą ze sobą wydatne ocieplenie. Zima nad basenem Bałtyku, Europą Środkową, Półwyspem Skandy-

nawskim i północną częścią europejskiej Rosji, która występuje w czasie takiej fazy rozwoju sytuacji barycznej nad Północnym Atlantykiem, jest zimą łagodną, z częstymi odwilżami i mało trwałą pokrywą śnieżną, niekiedy na znacznych obszarach całkowicie bezśnieżną. Jeśli taka sama sytuacja baryczna nad Północnym Atlantykiem wystąpi latem, to na wymienionych obszarach lato jest na ogół pochmurne, z niezbyt intensywnymi lecz częstymi opadami, przeważnie umiarkowanie ciepłe.

Jednocześnie w tym samym czasie bardzo zimne powietrze zimą, a chłodne latem, znad Grenlandii, Zatoki Baffina i Cieśniny Davisa, niekiedy znad Labradoru, spływające wzdłuż zachodnich peryferii Niżu Islandzkiego przemieszcza się na południe i południowy wschód, wypływając nad Północny Atlantyk. Przynosi ono ze sobą silne ochłodzenie w rejonie wypływu nad ocean.

W sytuacji, gdy ciśnienie w rejonie występowania Niżu Islandzkiego rośnie, Wyż Azorski słabnie. Centrum wyżu subtropikalnego zmienia swoje położenie, często przemieszczając się dalej na południe lub na zachód; nad Morze Sargassowe lub w pobliżu wschodnich wybrzeży USA. W tym przypadku ułożenie centrów układów barycznych może być silnie zróżnicowane (rys. 3). Równoleżni-



Rys. 3. Przykłady możliwych rozkładów ciśnienia atmosferycznego w czasie negatywnej fazy NAO.

Pole średniego miesięcznego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w lutym 1986 (NAO Rogersa = -3.9) i listopadzie 1985 (NAO Rogersa = -3.3) roku (za: Mariners Weather Log)

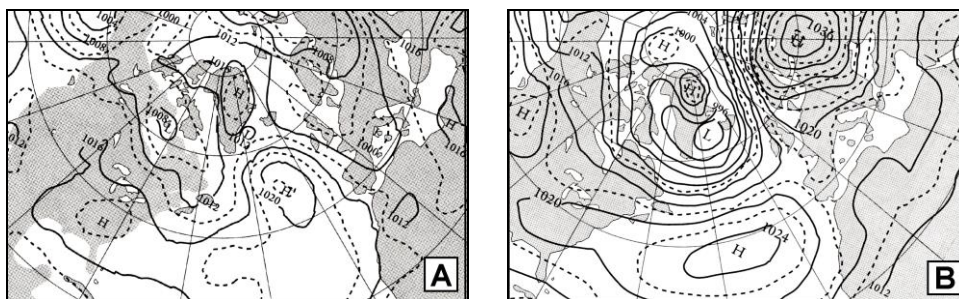
Na mapie z lutego 1986 r. zwraca uwagę rozwój silnego ośrodka wysokiego ciśnienia nad morzami Północnym i Norweskim, Skandynawią i Europą Wschodnią (wyż blokujący). Centrum niskiego ciśnienia przesunięte jest na SW od Islandii – nad Morze Labrador. Centrum Wyżu Azorskiego jest co prawda zlokalizowane po wschodniej stronie Północnego Atlantyku, ale znajduje się na szerokości około 27°N, miast zwyczajowo 34-38°N. W takim polu barycznym rozwija się intensywny wypływ zimowych mas powietrza Polarno-kontynentalnego znad Rosji i Ukrainy (dokładniej – znad Zachodniej Syberii i Rosji, czego nie widać na tej mapce) nad Europę Środkową, Północną Francję i Wyspy Brytyjskie, przynosząc silne ochłodzenie. Masy tego powietrza, przechodząc nad wschodnią częścią Północnego Atlantyku szybko i intensywnie się transformują w masy powietrza Polarno-morskiego (pobierając ciepło i wilgoć z powierzchni oceanu). Po przetransformowaniu napływają jako ciepłe powietrze nad SE Grenlandię. Po nawietrznej Łądolodu Grenlandzkiego pozostawiają obfite opady. Niż z centrum nad Morzem Labrador, kieruje powietrze Arktyczno-kontynentalne znad Morza Baffina, Cieśniny Davisa (akweny pokryte lodem morskim), Ziemi Baffina, Cieśniny Hudsona oraz Labradoru na południe, co powoduje silne ochłodzenie na wybrzeżach Ameryki Północnej w pasie od Nowej Fundlandii, przez Zatokę Św. Wawrzyńca, Nową Szkocję po NE stany USA. Wypływające nad ocean powietrze Arktyczno-kontynentalne i zimowe Polarno-kontynentalne kieruje się na wschód. Przepływając nad znacznie od niego cieplejszą wodą (w strefie 40-50°N różnice temperatury powietrza i wody przy wybrzeżu mogą przekraczać nawet 20 deg) gwałtownie pobierają ciepło i wilgoć z oceanu i transformują się w powietrze Polarno-morskie. Przemieszczając się po znajdujących się w niższych szerokościach północnych peryferiach Wyżu Azorskiego trafiają nad Półwysp Iberyjski, Maroko i zachodnią część basenu Morza Śródziemnego, przynosząc tam pochmurną i deszczową pogodę.

kowy gradient baryczny nad środkową i wschodnią częścią Północnego Atlantyku słabnie, osłabieniu ulega przenos zachodni w szerokościach umiarkowanych. Rozwijają się wtedy formy cyrkulacji południkowej; w niektórych sektorach rozpatrywanego obszaru masy powietrza przemieszczają się z północy na południe, powodując występowanie silnych ochłodzeń, w innych z południa na północ, przyczyniając się do wystąpienia ociepleń (rys. 3).

W warunkach silnego osłabienia Antycyklonu Azorskiego może dochodzić do wykształcania się quasi-stacjonarnych antycyklonów, całkowicie blokujących przenos zachodni w sektorze ich występowania. Trwałość takich antycyklonów może być duża – mogą występować nad danym obszarem przez okres od 10 do 45 dni. Takie antycyklony dalej będzie się nazywać "antycyklonami blokującymi", a sytuację przerwania przenosu zachodniego określać krótko mianem "blokady".

Szczególnie silna cyrkulacja południkowa wystąpi wtedy, gdy antycyklony blokujące będą miały wyraźnie wykształconą oś o orientacji zbliżonej do N – S. Wtedy po wschodniej stronie takiego antycyklonu spływać będzie powietrze z północy, po zachodniej jego stronie – z południa. W rejonie spływu północnego występuje z reguły silne ochłodzenie, w rejonie spływu z południa – bardzo wydatne ocieplenie.

W sytuacji osłabienia Niżu Islandzkiego i Antycyklonu Azorskiego, strefowy przenos powietrza morskiego znad Północnego Atlantyku na wschód jest bardzo osłabiony, lub w czasie występowania antycyklonów nad jakimś obszarem, całkowicie przerwany (zablokowany). Typową, z punktu widzenia funkcjonowania NAO, sytuacją baryczną jest wtedy wykształcenie pasa wysokiego ciśnienia od Grenlandii, przez Islandię i dalej nad Atlantyk lub Wyspy Brytyjskie i Europę (rys. 4 A). Inną typową sytuacją blokady przenosu zachodniego nad NW Europą i Europą Centralną jest wystąpienie wyżu blokującego nad Półwyspem Skandynawskim, niekiedy stanowi on "odnogę" przesuniętego na zachód Wyżu Syberyjskiego (rys. 4 B). W tej ostatniej sytuacji ciśnienie w Niżu Islandzkim może być relatywnie niskie, a Antycyklon Azorski silny, choć przesunięty dalej na zachód lub południe.



Rys. 4. Przykłady możliwych rozkładów średniego miesięcznego ciśnienia atmosferycznego typowych dla rozwoju sytuacji blokadowych (za: Mariners Weather Log).

A – październik 1992 (NAO Rogersa = -2.3), B – listopad 1993 (NAO Rogersa = 3.7)

Jeżeli taka sytuacja występuje zimą, nad obszarem Europy Zachodniej i Centralnej, Basenem Bałtyku, północną częścią Niziny Rosyjskiej pojawiają się zimy ostre, często bardzo mroźne. Dominują w czasie tych zim masy powietrza kontynentalnego, związanego z antycyklonami blokującymi, silnie wychłodzone i na ogół suche. Jeśli dany obszar znajdzie się w peryferycznej (brzeżnej) części

stacjonarnego antycyklonu, po jego południowej lub wschodniej stronie, to często występuje tam napływ wychłodzonych mas powietrza ze wschodu lub północo-wschodu; znad północno-wschodnich części Rosji, wschodnich części Półwyspu Skandynawskiego, niekiedy znad Ukrainy.

Rozwój podobnej sytuacji barycznej w okresie letnim również sprzyja tworzeniu się nad wymienionymi obszarami antycyklonów blokujących lub/i rozwoju silnej cyrkulacji południkowej. Na dużych obszarach występować będą wtedy wysokie i bardzo wysokie, znacznie odbiegające od średnich wieloletnich, temperatury powietrza. Przeważnie występowaniu bardzo wysokich temperatur towarzyszy długi okres bezopadowy. Może to doprowadzić nad obszarami lądowymi do wystąpienia silnych ubytków zasobów wody w glebie (suszy glebowych) z dalszymi konsekwencjami dla wielkości plonów. Połączenie wysokiej temperatury powietrza z brakiem opadów powoduje zarysowanie się dalszego spektrum skutków, zarówno przyrodniczej, jak i gospodarczej natury - od wzrostu zagrożenia pożarowego poczynając, po szereg kłopotów technicznych w transporcie kolejowym, drogowym i w żegludze śródlądowej. Z drugiej strony, w warunkach wystąpienia cyrkulacji południkowej bez wystąpienia antycyklonu blokującego nad jakimś obszarem, przy napływie mas powietrza z południa, znad Morza Śródziemnego i Czarnego nad silnie rozgrzane podłoże lądowe, często dochodzi do wystąpienia bardzo silnych burz termicznych, z którymi związane są krótkotrwałe niezmiernie intensywne opady, często o charakterze katastrofalnym, którym towarzyszą niszczyielskie szkwały burzowe.

Na tych obszarach, gdzie występować będzie przenos powietrza z północy, zimą dochodzić będzie do gwałtownych ochłodzeń, często śnieżyc (np. w Maroku, nad Półwyspem Iberyjskim, Wielką Brytanią), latem zaś do silnych ochłodzeń, z reguły połączonych z występowaniem wzmożonych opadów.

Faza, w której ciśnienie w Niżu Islandzkim jest niższe, zaś w Antycyklonie Azorskim wyższe niż zazwyczaj, nosi nazwę pozytywnej fazy NAO, faza odwrotna – negatywnej fazy NAO.

Nieco historii

Historia badań Oscylacji Północnego Atlantyku, jak to często bywa w naukach przyrodniczych, przebiegała niezbyt prostą i klarowną drogą. Rozszerzający się zakres wiedzy o funkcjonowaniu systemu fizyczno-geograficznego naszej planety i rozwój nauk szczegółowych, w tym metod badawczych, wymuszał rozwój badań nad Oscylacją Północnego Atlantyku po wznoszącej się spirali. Kolejni badacze wracali w różnych momentach do analizy tych samych faktów, tych samych, niby już poznanych zjawisk i procesów, wykorzystując jednak w analizach nowe, coraz dłuższe ciągi danych obserwacyjnych i nowe metody badawcze. Wynikami takich analiz były również nowe syntezy i nowe interpretacje, uwzględniające ogólny postęp wiedzy.

Z chwilą powszechniejszego wprowadzenia obserwacji instrumentalnych temperatury, ciśnienia i opadów na obszarze Europy (połowa XIX wieku), badacze mogli w sposób względnie ścisły scharakteryzować zmienność warunków meteorologicznych z roku na rok. Zwrócono wtedy uwagę na fakt, że na większości obszarów Europy szczególnie dużą zmiennością temperatury powietrza charakteryzują się zimy. Wyjątkowo dużą międzyroczną zmienność temperatury zimy wykazywały stacje położone na Półwyspie Skandynawskim i w Europie Środkowej.

Już na przełomie stuleci (XIX i XX wieku) i w początkach XX wieku klimatolodzy skandynawscy, niemieccy i angielscy potwierdzili znane wcześniej spostrzeżenia na temat występowania pewnych synchronicznych, czy też niemal synchronicznych zależności, jakie zaznaczały się w biegu temperatury powietrza między stacjami norweskimi i duńskimi a stacjami położonymi na Grenlandii oraz ustaliłi, że związki te są najsilniejsze zimą. Jeśli w Skandynawii występowały zimy o temperaturach wyższych od normy, w tym samym czasie na stacjach leżących na zachodnich wybrzeżach Grenlandii notowano obniżki temperatury powietrza. Podobne zależności w przebiegach temperatury stwierdzono również dla stacji leżących na Wyspach Brytyjskich oraz w Europie Zachodniej i Centralnej.

W. Meinardus już w 1898 roku wysunął tezę, że charakterem tych związków steruje obszar Północnego Atlantyku, konkretnie zaś charakter termiki powierzchni oceanu, głównie Golfstromu.

Sir Gilbert Walker, studiując w latach dwudziestych i trzydziestych (1923-1933) związki zachodzące między monsunem indyjskim a warunkami na obszarach otaczających kontynent Euroazjatycki i Ocean Indyjski wykrył trzy obszary, w których zachodziły charakterystyczne synchroniczne pulsacje ciśnienia atmosferycznego, temperatury i opadów. Pulsacje te nazwał "oscylacjami". Były to:

1. Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO),
2. Oscylacja Północnego Pacyfiku (NPO),
3. Oscylacja Południowa (SO).

Dla charakterystyki natężenia tych oscylacji Walker i Bliss (1933, za Lambem 1978) stworzyli dość skomplikowane miary liczbowe (wskaźniki), których analiza wykazała, że ich wysokim wartościom odpowiada obniżka ciśnienia i nasilenie przenosu strefowego w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej, wzrost ciśnienia atmosferycznego w pasie antycyklonów subtropikalnych i obniżka ciśnienia w pasie przyrównikowym (Międzyzwrotnikowej Strefie Zbieżności, ITCZ) oraz związany z tym wzrost intensywności pasatów. Odwrotnie – niskim wartościom wskaźników wymienionych oscylacji odpowiada spadek intensywności przenosu zachodniego (wiatru strefowego) w strefie umiarkowanej półkuli północnej, wschodniego przenosu w strefie pasatów, wzrost ciśnienia w strefie umiarkowanej i równikowej oraz spadek ciśnienia w pasie antycyklonów subtropikalnych.

Walker, już w 1924 roku, tak podsumował istotę Oscylacji Północnego Atlantyku - *"to ogólne rozpoznanie pozwala stwierdzić, że silniej zaakcentowana różnica ciśnienia między Azorami a Islandią w okresie jesieni i zimy łączy się z silną cyrkulacją wiatrów zachodnich nad Atlantykiem, silniejszym Golfstromem, wyższymi temperaturami zimy i wiosny w Skandynawii (Meinardus 1898) i na wschodnim wybrzeżu Stanów Zjednoczonych a niższymi temperaturami na wschodnim wybrzeżu Kanady i nad Zachodnią Grenlandią"*. Z tą chwilą można mówić o identyfikacji istoty zjawiska Oscylacji Północnego Atlantyku i wprowadzeniu jego nazwy, używanej do obecnych czasów.

Dalsze badania Walkera skoncentrowały się na badaniu zjawiska Oscylacji Południowej i jego związków z monsunami azjatyckimi. Badania te, o niezwyklej doniosłości, stały się podwaliną współczesnej wiedzy o mechanizmach funkcjonujących w zjawisku sterującym zmiennością warunków klimatycznych tropików, a które obecnie określa się nazwą El Niño – Oscylacji Południowej (ENSO).

Duński klimatolog J. Sandström, w czasie II Wojny Światowej wydał dwie prace, w których na podstawie analizy szeregów temperatur miesięcznych z okresu 60 lat (1871-1930) wykazał istnienie

stosunkowo ścisłej opozycji temperatury powietrza między Skandynawią a stacjami położonymi na zachodnim wybrzeżu Grenlandii (cytowanie za Šulejkinem (1968) i Ugryumovem (1981)). Synoptyczne wyjaśnienie tego faktu znalazł nie tylko w zmianach intensywności, ale i położenia Niżu Islandzkiego. W ten sposób doszło do powiązania zachodzących synchronicznie zmian temperatury powietrza po obu brzegach Północnego Atlantyku ze zmianami ciśnienia atmosferycznego w Niżu Islandzkim i jego położeniem, co wskazywało na cyrkulacyjną przyczynę zaznaczającej się opozycji temperatury powietrza.

Dalej Sandström wykazał, że zarówno położenie, jak i rozmiary Niżu Islandzkiego wykazują ścisły związek z rozkładem anomalii temperatury wody na powierzchni Północnego Atlantyku. W okresie, gdy dodatnie anomalie temperatury powierzchni oceanu (dalej TPO) lokują się w południowej części Prądu Północnoatlantyckiego³, w Skandynawii występuje zima chłodna, na zachodnich wybrzeżach Grenlandii – ciepła. W okresie, gdy dodatnie anomalie TPO zlokalizowane są w północnej części Prądu Północnoatlantyckiego, w Skandynawii zima jest cieplejsza od normy klimatycznej, a na Zachodniej Grenlandii odwrotnie.

Odkrycia Sandströma, mimo że w części dotyczącej rozkładu anomalii TPO na Północnym Atlantyku są sprzeczne w wnioskami Walkera⁴, wiążą trzy, zdawałoby się odrębne zjawiska – wielkoskalowe zależności zmian temperatury powietrza między Skandynawią a Zachodnią Grenlandią, zmiany położenia centrum Niżu Islandzkiego i ciśnienia w jego centrum oraz rozkład anomalii temperatury wody na Północnym Atlantyku w jedną całość. Jednak ostateczny kształt tych zależności pozostał dalej niejasny.

Odkryciem Sandströma w latach powojennych zajął się V.V. Šulejkin (1968, 1969), który zinterpretował je jako występowanie fali termobarycznej typu sejszy (fala stojąca). Występowanie tej fali nazwał "wahaniem atlantyckim", nie wspominając jednak w swoich pracach wcześniejszych prac Walkera i nie używając nazwy "Oscylacja Północnego Atlantyku". Dalsze badania Šulejkina nad tym zagadnieniem doprowadziły go do sformułowania modelu generacji drgań samowzbudnych w systemie ocean-atmosfera Północnego Atlantyku. Model ten, czysto oceaniczny⁵, wskazywał na możliwość występowania przemiennych wzrostów i spadków temperatury wody, powierzchni lodów

³ Południowa część Prądu Północnoatlantyckiego w rozumieniu Sandströma, odpowiada obecnemu pojęciu delty Golfstromu, to jest rejonowi o przybliżonych współrzędnych 35–40°N, 50–55°W. W tym rejonie wody Golfstromu ulegają bifurkacji: część ciepłych i silnie zasolonych wód kieruje się na SE, zawracając do NE części Morza Sargassowego, część wód Golfstromu, po skomplikowanych transformacjach (w uproszczeniu – procesach mieszania ze znacznie chłodniejszymi i mniej zasolonymi wodami), kieruje się na N–NE. Z wód tych tworzy się następnie Prąd Północnoatlantycki. Prąd Północnoatlantycki kończy się przed Barwą Farero-Szetlandzką, gdzie z kolei ulega bifurkacji – część wód kieruje się przez Bramę (Kanał) Farero-Szetlandzki do Morza Norweskiego, gdzie wody te tworzą Prąd Norweski, część – szeroką, słabo zorganizowaną strugą zawraca na N–NW. Tak więc określenie "dodatnia anomalia TPO w północnym końcu Prądu Północnoatlantyckiego" oznacza, że anomalia ta wystąpi na W–NW od Wysp Brytyjskich.

⁴ W tym sensie, że interpretując sformułowania Walkera, należy oczekiwać, że dodatnie anomalie temperatury powierzchni oceanu (TPO) w rejonie delty Golfstromu ("silniejszy Golfstrom") powinny występować wtedy, gdy występuje dodatnia faza NAO (cieplejsze zimy w Skandynawii). Wody Prądu Florydzkiego, od wyjścia z Cieśniny Florydzkiej, dalej wody Golfstromu, dochodzą do delty Golfstromu w ciągu 2 – 2.5 miesiąca, a więc tej samej zimy.

⁵ Czyli uwzględniający wyłącznie procesy oceaniczne, bez uwzględnienia procesów atmosferycznych. Atmosfera w tym modelu stanowi jedynie element bierny, odbierający ciepło z wód oceanu.

morskich oraz temperatury powietrza. Zmiany te, według Šulejkina, miały zachodzić w wyniku zmiennej ilości ciepła przenoszonego przez wody Prądu Północnoatlantyckiego. W przypadku, gdy spada temperatura wód Prądu Labradorskiego i Wschodniogrenlandzkiego, obniża się również ilość ciepła przenoszonego przez Prąd Północnoatlantycki, gdyż pewna ilość tych wód zostaje niesiona wraz z Prądem Północnoatlantyckim. Wody Prądu Północnoatlantyckiego, z pewnym opóźnieniem, zostają wprowadzone do Arktyki. Tam, wobec mniejszych zasobów ciepła w wodach dochodzi od szybszego i o większej powierzchni rozwoju pokrywy lodów morskich. Silniejszy rozwój lodów morskich, ograniczający przekaz ciepła z wód do atmosfery, przyczynia się do obniżki temperatury powietrza w sektorze atlantyckim Arktyki i nad przylegającymi obszarami. Jednocześnie, w wyniku ograniczenia strat ciepła z wód, temperatura wód pozostaje wyższa; wyprowadzane po pewnym czasie przez prądy Wschodniogrenlandzki i Labradorski wody z Arktyki mają również wyższą temperaturę. Po dostaniu się tych wód w cyrkulację Prądu Północnoatlantyckiego, zasób ciepła w wodach tego prądu wzrasta. Po wejściu cieplejszych wód Prądu Północnoatlantyckiego do Arktyki zwiększa się przekaz ciepła do atmosfery, rośnie temperatura powietrza w regionie i rozwój lodów morskich następuje z opóźnieniem, a ich powierzchnia ulega ograniczeniu. Sprzyja to silniejszemu wychłodzeniu wód w Arktyce. Po wyprowadzeniu chłodniejszych wód z Arktyki, temperatura wód Prądu Wschodniogrenlandzkiego i Labradorskiego spada, Prąd Północnoatlantycki przenosi mniejszą ilość ciepła do Arktyki, ..., cykl się powtarza. Okres od wystąpienia cyklu "chłodu" do cyklu "ciepła", Šulejkin określił na około 3.5 roku⁶.

Model Šulejkina, oprócz przedstawienia interesującej koncepcji generacji okresowych wahań temperatury powietrza i rozmiarów pokrywy lodów morskich, w części objaśniał obserwowaną opozycję temperatury powietrza między Grenlandią Zachodnią i Labradorem a Skandynawią. Wyniki badań Šulejkina do dziś pozostają mało znane wśród klimatologów nawet w Rosji, a na zachodzie są praktycznie nieznanymi.

Gwałtowny wzrost zainteresowania Oscylacją Północnego Atlantyku nastąpił w końcu lat siedemdziesiątych i pierwszej połowie lat osiemdziesiątych XX wieku w związku z rozpoznaniem wpływu Oscylacji Południowej na warunki pogodowe nie tylko w tropikach, ale i na kontynencie Ameryki Północnej oraz, przypuszczalnie, również na znacznie bardziej oddalonych obszarach strefy umiarkowanej. Występowanie związków między Oscylacją Południową a Oscylacją Północnego Atlantyku wydawało się interesujące i godne zbadania. Tym bardziej zagadnienie wydało się istotne, że wcześniej J. Bjerknes (1964) wykazał wpływ stanu termicznego Atlantyku na warunki pogodowe na wschodnim wybrzeżu Ameryki Północnej i w Europie (w tym również zasadniczą rolę rozkładu temperatury powierzchni Północnego Atlantyku na kształtowanie się ochłodzenia Małej Epoki Lodowej; 1965) oraz wykazał, że Oscylacja Południowa stanowi rezultat generacji drgań samowzbudnych przez system ocean-atmosfera w równikowej strefie Pacyfiku (1966). Jedną z kolejnych prac J. Bjerknesa (1972) wykazała istnienie wielkoskalowych związków między anomaliami temperatury powierzchni oceanu w strefie równikowej Pacyfiku a natężeniem przenosu zachodniego w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej. Myśl o możliwym podobieństwie mechanizmów klimatotwór-

⁶ Šulejkin prowadził badania na drodze czysto analitycznej, formułując model w postaci układów równań różniczkowych, których rozwiązanie mogło być jedynie przybliżone. W konstrukcji i weryfikacji modelu nie były wykorzystywane, mimo ich dostępności, jakiegokolwiek dane obserwacyjne.

czych Oscylacji Południowej i Oscylacji Północnego Atlantyku oraz występowaniu związków klimatycznych między efektami działań obu oscylacji nasuwała się nieodparcie.

H. van Loon i J. Rogers (1978, 1979) ponownie przeprowadzili badania nad opozycją temperatury powietrza między Skandynawią a Grenlandią Zachodnią, dochodząc do tych samych wniosków co J. Sandström, jednak zinterpretowali funkcjonowanie tej opozycji jako efektu działania Oscylacji Północnego Atlantyku.

Analiza synchronicznych zmian ciśnienia w Niżu Islandzkim (Akureiri) i Wyżu Azorskim (Ponta Delgada) przeprowadzona przez J. Rogersa wykazała, że między uśrednionymi dla okresu zimowego (grudzień, styczeń, luty, marzec) ciśnieniami w obu tych ośrodkach zachodzi silna korelacja ujemna; ciśnienia w obu centrach działania atmosfery nad Północnym Atlantykiem są ze sobą dość ściśle powiązane, tworząc układ swoistej "huśtawki".

Nad Północnym Atlantykiem działają synchronicznie dwie zgodne w fazie "huśtawki" – ciśnienia atmosferycznego na osi N–S i temperatury powietrza na osi W–E. Pochylenie się "huśtawki" ciśnienia na N (spadek ciśnienia w Niżu Islandzkim, wzrost ciśnienia w Wyżu Azorskim; wzrost południkowego gradientu barycznego nad Północnym Atlantykiem skierowanego na północ) skutkuje uniesieniem się równoleżnikowej "huśtawki" temperatury po wschodniej stronie Północnego Atlantyku (wzrost temperatury na wybrzeżach Półwyspu Skandynawskiego, spadek temperatury na wybrzeżach Grenlandii Zachodniej). Odwrotne ustawienie południkowej "huśtawki" ciśnienia (nachylenie na S) skutkuje odwróceniem nachylenia równoleżnikowej "huśtawki" temperatury (obniżka temperatury nad Skandynawią, wzrost nad Grenlandią Zachodnią i Labradorem). W takim ujęciu Oscylacja Północnego Atlantyku uzyskała bardziej klarowny i spójny obraz, jednocześnie niesprzeczny z wcześniejszymi pracami Walkera i Sandströma.

J. Rogers (1984) dysponując obliczonym szeregiem wskaźników NAO (Azory-Islandia) dla zim w okresie lat 1894/95 – 1983/84, wykazał zgodność szczególnie silnego natężenia przenosu zachodniego nad Atlantykiem z odpowiednio dużymi wartościami wskaźnika NAO, i odwrotnie – silnego osłabienia, czy wręcz zahamowania przenosu zachodniego w latach występowania ujemnych wartości wskaźnika. Późniejsze prace Rogersa zdążyły do analizy powiązania Oscylacji Północnego Atlantyku z Oscylacją Południową (SO) i badań niektórych aspektów działania NAO.

Dalszy bodziec do bardzo intensywnego rozwoju badań nad naturą i skutkami działania NAO dała praca J. Hurrella (1995), opublikowana w Science. Hurrell skonstruował nowy wskaźnik intensywności NAO (zimowy: z okresu grudzień-marzec), stanowiący znormalizowaną różnicę ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Lizboną a Stykkisholmur/Reykjavikiem (SW Islandia). Korelując chronologiczny ciąg tych wskaźników z podobnymi ciągami temperatury powietrza i sum opadowych na licznych stacjach położonych po obu brzegach Północnego Atlantyku, wykazał występowanie silnych i istotnych związków między NAO a tymi najważniejszymi elementami klimatycznymi. Pozwoliło to zdać sobie sprawę z zasięgu działania, roli i znaczenia NAO, jako układu dynamicznego (systemu), sterującego zmianami warunków klimatycznych po obu stronach Północnego Atlantyku.

Praca Hurrella ukazała się w momencie, gdy rozpoczęto szeroko zakrojone badania nad czynnikami współczesnej zmienności klimatycznej. Z tego, między innymi względu badania nad NAO zostały wprowadzone do licznych programów badawczych. Niemal natychmiast, już po pierwszych analizach, okazało się, że Oscylacja Północnego Atlantyku posiada wymiar nie tylko klimatyczny i

oceaniczny, lecz w dużej części steruje również międzyroczną oraz międzydekadową zmiennością funkcjonowania ekosystemów morskich i lądowych oraz znajduje odbicie w szeregu aspektów rozwoju społeczno-ekonomicznego.

Obecnie badania nad różnymi aspektami działania NAO, wyjaśnienia genezy tego zjawiska, jego oddziaływań, czy ogólnie – zespołem przyczyn funkcjonowania NAO i skutków NAO, prowadzone są przez wiele renomowanych ośrodków badawczych, w tym zespołów międzynarodowych, stanowiących "top" nauki światowej. Jednym z najważniejszych programów międzynarodowych, w którym badania NAO stanowią istotny element jest CLIVAR (Climate Variability and Predictability)⁷. Liczba prac poświęconych różnym aspektom NAO, które ukazały się w literaturze światowej po roku 1995, liczona jest w setkach pozycji.

Wskaźniki NAO

Faza i natężenie Oscylacji Północnego Atlantyku są charakteryzowane za pomocą odpowiednich wskaźników. Historycznie najstarszym wskaźnikiem NAO jest indeks Walkera i Blissa z 1933 roku (za Lambem 1978). Jego postać jest następująca:

$$P(\text{Wiedeń}) + 0.7 \cdot P(\text{Bermuda}) - P(\text{Ivigtut}) - P(\text{Stykkisholm}) + T(\text{Bodo}) + T(\text{Stornoway}) - 0.7 \cdot T(\text{Godthaab}) + 0.7 \cdot (T(\text{Hatteras}) + T(\text{Waszyngton}))/2;$$

gdzie:

P - odchylenie średniego miesięcznego ciśnienia atmosferycznego na stacji podanej w nawiasie,
T - odchylenie średniej miesięcznej temperatury powietrza na stacji podanej w nawiasie, od średniej wartości danego elementu z okresu grudzień-luty. Zwraca uwagę, że do obliczenia tego indeksu NAO nie korzystano z danych o ciśnieniu atmosferycznym pochodzących z Azorów.

Jak widać, miara ta nie należy do prostych, nadto sens fizyczny takiej formuły nie jest jasny. Współcześnie stosowane wskaźniki charakteryzujące znak i intensywność (natężenie) NAO oparte są na jednakowej, prostej idei. Podstawową miarą jest różnica średniego miesięcznego lub sezonowego ciśnienia atmosferycznego między Antycyklonem Azorskim a Niżem Islandzkim. Ciągła zmienność (synoptyczna) położenia centrów obu układów, które rzadko znajdują się nad lądem, częściej nad oceanem, gdzie brak stałych stacji pomiarowych spowodowała, że wskaźniki (indeksy) NAO odnoszone są do stacji położonych na lądzie, gdzie można zapewnić nieprzerwany i w pełni porównywalny pomiar ciśnienia atmosferycznego.

Pierwszym nowoczesnym wskaźnikiem NAO, posiadającym jasny i jednoznaczny sens fizyczny jest **wskaźnik J. Rogersa** (1984). Stanowi on znormalizowaną średnią miesięczną różnicę ciśnienia atmosferycznego między stacjami Ponta Delgada (Azory) a Akureyri na Islandii. Obecnie ciąg ten rozpoczyna się od roku 1865 i jest normalizowany według średnich i odchyłeń standardowych ze 120. lecia 1865-1984. W przypadku, gdy ciśnienie atmosferyczne w rejonie Islandii (Niżu Islandzkim) jest niższe od średniego, a w rejonie Azorów (Wyżu Azorskim) wyższe od średniego – różnica ta jest

⁷ Adres strony www CLIVAR-u jest następujący: <http://www.clivar.org/>
mirror CLIVAR-u: <http://www.clivar.ucar.edu/>

dodatnia, a jej wartość tym większa, im bardziej odchyła się od średniej. Ta sytuacja odpowiada pozytywnej (dodatniej) fazie NAO. W sytuacji odwrotnej (ciśnienie w rejonie Islandii powyżej średniej, w rejonie Azorów – poniżej średniej) wskaźnik NAO przybiera wartości ujemne, tym niższe, im różnice bardziej odbiegają od średnich wieloletnich różnic ciśnienia między oboma ośrodkami. Taka sytuacja opisuje negatywną (ujemną) fazę NAO.

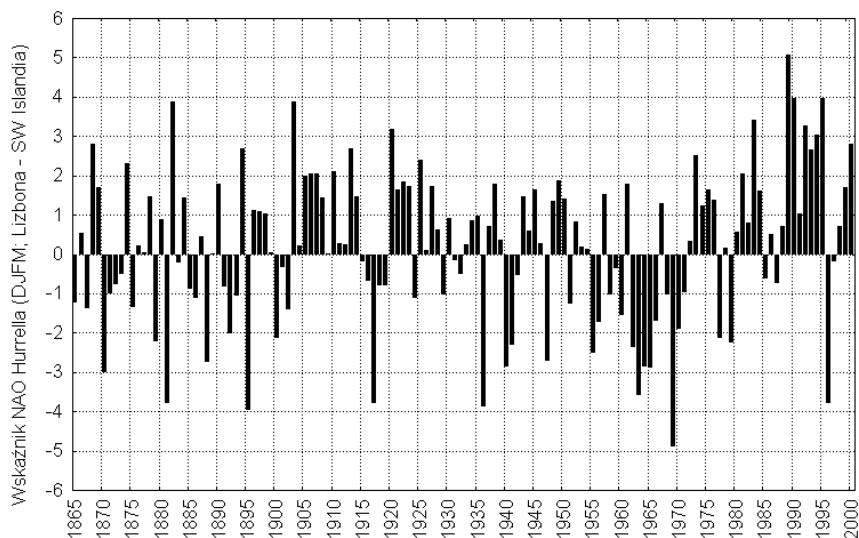
Tak skonstruowane wskaźniki NAO obliczono dla kolejnych miesięcy wszystkich lat ciągu (początkowo 1894-1984, następnie rozszerzone do okresu 1865-1984 i uzupełniane po 1984 roku o wyniki obserwacji z kolejnych miesięcy i lat). Rogers (1984) zaproponował również obliczanie zimowego wskaźnika NAO, stanowiącego uśredniony wskaźnik dla kolejnych czterech miesięcy – grudnia, stycznia lutego i marca. Istnieją również sezonowe wskaźniki NAO Rogersa dla kolejnych, trzymiesięcznych okresów (grudzień-luty (DJF), styczeń-marzec (JFM), luty-kwiecień (FMA), ..., listopad-styczeń (NDJ)). Obecnie, wobec zaprzestania podawania wyników pomiarów ciśnienia atmosferycznego z Ponta Degada (zaprzestanie pomiarów barometrycznych?) przez Służbę Meteorologiczną Portugalii, są kłopoty z kontynuacją obliczania tego wskaźnika; wykorzystuje się do tego celu dane gridowe.

J. Hurrell (1995) opracował zimowy wskaźnik Oscylacji Północnego Atlantyku podobny w swojej idei do wskaźnika Rogersa. Wskaźnik ten stanowi znormalizowaną średnią różnicę ciśnienia atmosferycznego z okresu grudzień – marzec (DJFM), między Lizboną a Stykkisholmur i Reykjavikiem (Islandia)⁸. Wskaźnik J. Hurrella jest datowany na rok stycznia (np. wskaźnik za rok 1998 charakteryzuje okres od grudnia 1997 do marca 1998 roku). Początkowo J. Hurrell do normalizacji wskaźnika przyjął średnią i odchylenie standardowe z okresu 1864-1994, czyli z całego ówczesnego ciągu obserwacji. D. Stephenson w 1997 roku nieco zmodyfikował wskaźnik Hurrella, przyjmując jako podstawowy okres obliczenia wartości średniej i odchylenia standardowego 120-lecie 1864-1983. Stąd też, w zależności od źródła, wartości zimowych wskaźników NAO J. Hurrella mogą się dla tych samych lat nieznacznie różnić. Wartości wskaźnika Hurrella (Lizbona – SW Islandia) później obliczono również dla wszystkich miesięcy kolejnych lat według jednolitej normalizacji (względem 120.letnia 1864-1983) i są one, w miarę upływu czasu, systematycznie uzupełniane (patrz rys. 5).

Systematyczne pomiary ciśnienia atmosferycznego w Portugalii rozpoczęto w latach 1864-65, na Islandii pomiary takie prowadzono znacznie wcześniej. Z tego względu nie można było, posługując się stacjami portugalskimi (Lizbona, Ponta Delgada i inne stacje na Azorach) powiększyć długości ciągu wskaźnika NAO. Chęć i potrzeba znajomości jak najdłuższego ciągu wskaźników Oscylacji Północnego Atlantyku spowodowała opracowanie przez **Jonesa, Jónssona i Wheelera** (1997) wskaźnika NAO, stanowiącego różnicę ciśnienia atmosferycznego między Gibraltarem, znajdującym się w strefie oddziaływania Antycyklonu Azorskiego a SW Islandią (Stykkisholmur/Reykjavik). Wskaźnik ten tworzy najdłuższy ciąg, oparty na pomiarach instrumentalnych, rozpoczynający się od roku 1821. Wartości tego wskaźnika stanowią miesięczne, sezonowe i średnie roczne wartości wskaźnika NAO oraz, jako miara pomocnicza, wartości zimowego wskaźnika NAO (DJFM NAO index), stanowiący

⁸ Swoją wskaźnik NAO Hurrell opracował dla wydłużenia ciągu wartości wskaźników. W czasie jego opracowania wartości wskaźnika NAO Rogersa tworzyły ciąg z lat 1894-1984. Ciąg wskaźników NAO Hurrella rozpoczyna się od roku 1864.

uśrednienie tego samego okresu, dla którego liczy się wskaźnik NAO J. Hurrella. Wskaźnik NAO Jonesa i in. (Gibraltar – SW Islandia) obecnie często jest określany jako “wskaźnik NAO CRU” (CRU = Climate Research Unit).



Rys. 5. Przebieg wartości wskaźnika NAO Hurrella (1865-2001)

Istnieją również i wskaźniki NAO uzyskiwane drogą analiz pól rozkładu ciśnienia. Do takich należy na przykład wskaźnik charakteryzujący główną składową szeregu czasowego pierwszego wektora empirycznych funkcji ortogonalnych opisujących miesięczne lub sezonowe pole ciśnienia na obszarze 20–70°N, 90°W–40°E (patrz strona www J. Hurrella).

Fakt, że wskaźnik NAO traktowany jest jako dobra i jednocześnie prosta miara natężenia przenosu strefowego nad centralną i wschodnią częścią Północnego Atlantyku, Europą Zachodnią i Centralną oraz Skandynawią spowodował, że dla celów paleoklimatologicznych dokonywano również szereg prób obliczania (szacowania) wartości wskaźnika NAO dla czasów wykraczających przed okres wykonywania obserwacji instrumentalnych. Jedną z lepszych takich prób było oszacowanie przez Koslowskiego i Glasera (1999) średnich 10-letnich wartości zimowego wskaźnika NAO od roku 1501 do 1860 na podstawie zapisków o surowości zim nad Bałtykiem Zachodnim i w Cieśninach Duńskich. Stopień surowości zim był tu określany na podstawie ciągłych i wiarygodnych zapisów o rozwoju i charakterze pokrywy lodowej na tych akwenach.

Podobnie, podejmowano próby określenia wartości wskaźników NAO na podstawie zapisów o zachowaniu się temperatury powietrza, zakładając, że tak jak to jest obecnie, występowanie surowej zimy wskazuje na występowanie ujemnego wskaźnika NAO, którego wartość jest proporcjonalna do spadku temperatury; odwrotnie wystąpienie zimy łagodnej świadczy o wystąpieniu w tym czasie dodatniego wskaźnika NAO, o wartości proporcjonalnej do odchylenia od średniej. Jedną z bardziej znanych takich rekonstrukcji szeregu chronologicznego wskaźników NAO zawierają prace Luterba-

chera i in. (1999, 2002), które wykorzystują również zweryfikowane dane wczesnych nieciągłych pomiarów instrumentalnych (temperatura i ciśnienie do roku 1650, dane historyczne do roku 1500).

W ostatnim czasie do rekonstrukcji wskaźników NAO z dużym powodzeniem próbuje się wykorzystywać dane charakteryzujące sekwencyjny zapis grubości i gęstości pierścieni przyrostu drzew (metody dendrochronologiczne) z obszarów wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej i Europy Północno-Zachodniej (Cook, D'Arrigo i Briffa 1998, Cullen, D'Arrigo i Cook 2001). Metody dendrochronologiczne wydają się być bardziej precyzyjne (rozdzielczość czasowa) i obiektywne od klimatycznej interpretacji źródeł historycznych. Nadto pozwalają one na względnie precyzyjne wysnuwanie wniosków klimatycznych bardziej ogólnej natury (np. o rozkładzie temperatury na powierzchni Północnego Atlantyku; patrz D'Arrigo i Cook 1997), co ułatwia weryfikację ewentualnych sprzeczności interpretacyjnych przy określaniu wartości wskaźników NAO z przeszłości.

Wartości wskaźników NAO były wielokrotnie publikowane przez różnych autorów. Najwygodniej pozyskać je przez sieć komputerową z powszechnie dostępnych baz danych, gdzie na dodatek dane te są stale aktualizowane. Podstawowymi źródłami są (adresy):

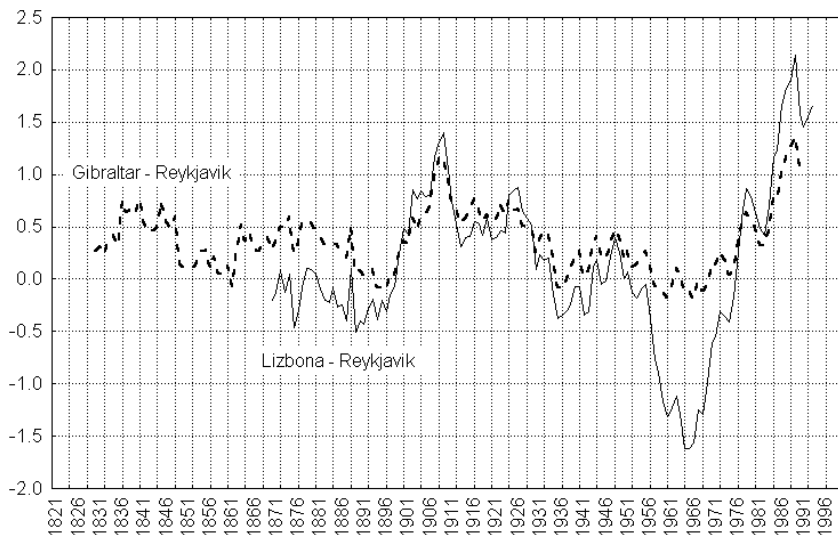
<ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/data> (Climatic Research Unit, University of East Anglia),
<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> (jak wyżej),
http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao_upda.htm (jak wyżej, bieżące uzupełnienia danych),
http://www.tao.atmos.washington.edu/data_sets/nao/ (JISAO, Uniwersytet Stanu Washington, Seattle),
oraz strona domowa Jima Hurrella – <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>
i Davida Stephensona – <http://www.met.rdg.uk/cag/NAO/main.html>.

Również inne placówki badawcze (NOAA, National Center for Atmospheric Research University of Colorado, MIT, ...) mają podane na swoich serwerach zarówno indeksy NAO, jak i linki (połączenia) do literatury przedmiotu i stron www badaczy zajmujących się tą problematyką.

Wymienione wskaźniki NAO są ze sobą wyraźnie dodatnio skorelowane, jednak przy wszystkich analizach zwracać należy baczną uwagę, z którym ze wskaźników ma się do czynienia. W poszczególnych miesiącach, sezonach i latach, w zależności od lokalizacji centrum Wyżu Azorskiego (bliżej Azorów lub dalej na wschód lub południowy-wschód) wartości wskaźników Rogersa, Hurrella oraz Jonesa i in. mogą dość istotnie różnić się między sobą (patrz rys. 6).

Kończąc rozważania na temat wskaźników NAO należy postawić sobie pytanie – czym jest i co charakteryzuje wskaźnik NAO? Odpowiedź na to pytanie jest prosta – wskaźnik NAO charakteryzuje to, do charakterystyki czego został stworzony – fazę i natężenie Oscylacji Północnego Atlantyku.

Wielu badaczy traktuje wskaźniki NAO wyłącznie czy też głównie jako prostą czy też uproszczoną miarę cyrkulacji strefowej. Jest to częściowo uzasadnione tylko w przypadku Europy Zachodniej czy Europy Środkowej, nie może być natomiast przyjmowane w przypadku rejonów leżących po zachodniej stronie Północnego Atlantyku czy w Arktyce, nie mówiąc już o innych obszarach. Stąd też wyrażane wnikliwe opinie, że wskaźniki NAO nie są dobrymi miarami charakteryzującymi warunki cyrkulacji na półkuli północnej czy innej niż sektor europejski jej części, a na obszarze Europy ich przydatność jest umiarkowana, są bez wątpienia prawdziwe.



Rys. 6. Wyrównane średnią kroczącą 13-punktową przebiegi średniej dla okresu grudzień-marzec (DJFM) wartości wskaźnika NAO Jonesa i in. (oznaczenie na rysunku Gibraltar-Reykjavik) i wskaźnika NAO Hurrella (oznaczenie na rysunku Lizbona-Reykjavik)

W zakresie wspólnego przebiegu daje się wyraźnie zauważyć silne skorelowanie obu wskaźników, jednak zauważalne są również i wyraźne rozbieżności w przebiegu wartości obu wskaźników (lata 1951-1975). Ponieważ wspólnym dla obu wskaźników punktem odniesienia jest SW Islandia, można interpretować stopniowy wzrost wskaźnika NAO Hurrella w stosunku do wskaźnika NAO Jonesa jako efekt przesuwania się osi Wyżu Azorskiego w okresie zimowym na północ, jednak z silnym cofnięciem się na południe w okresie lat pięćdziesiątych – siedemdziesiątych XX wieku.

Jednak nawet dla obszarów Europy wskaźniki NAO w większym stopniu stanowią miarę natężenia napływu mas powietrza atlantyckiego z szerokości umiarkowanych i subtropikalnych, niż wskaźnik cyrkulacji. Wskaźnik NAO, jak można sądzić, stanowi regionalną kompleksową miarę klimatologiczną. Miara ta względnie jednoznacznie charakteryzuje w syntetyczny sposób cały zespół regionalnych cech warunków klimatycznych w przypadku, gdy wskaźnik NAO jest dodatni i absolutnie niejednoznacznie ten sam zespół cech, w sytuacji wystąpienia ujemnych wartości wskaźnika.

Oscylacja Północnego Atlantyku a Oscylacja Arktyczna

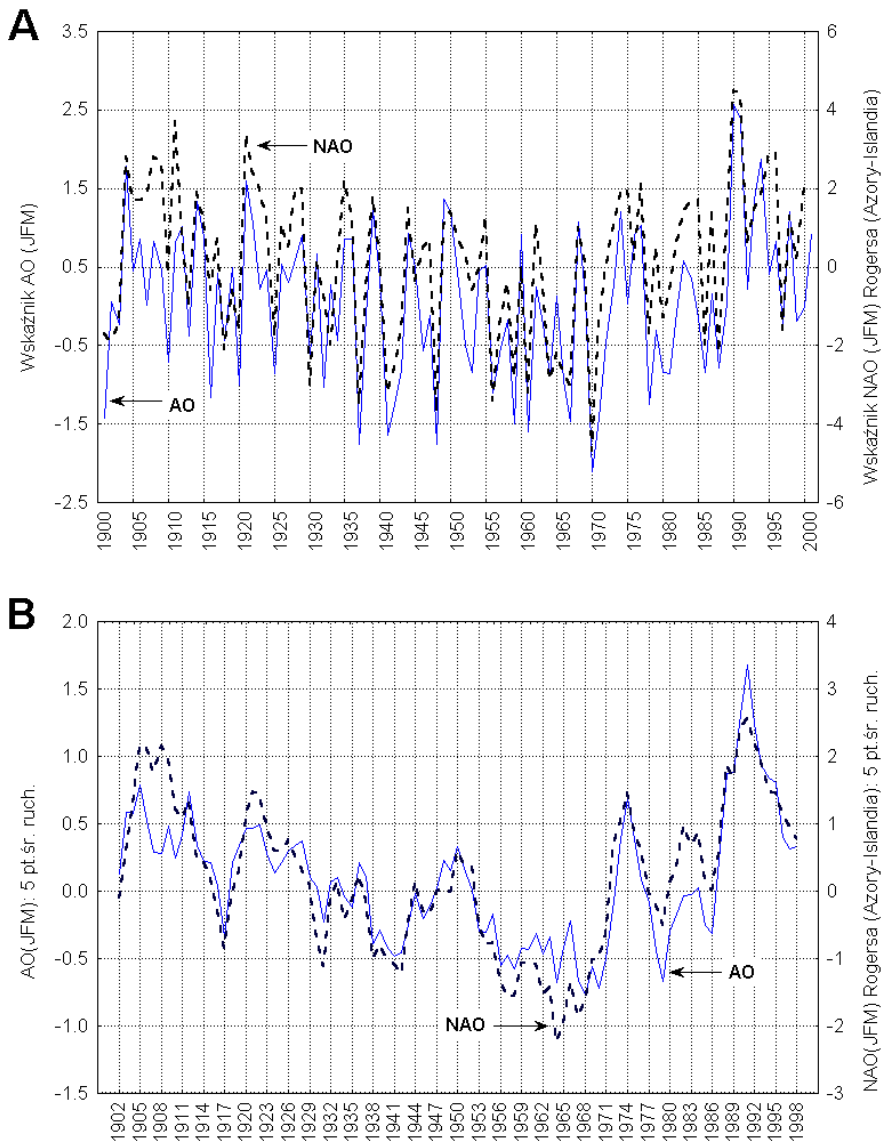
W ostatnich latach, dzięki pracom Thompsona i Wallace'a (1998, 2000), Thompsona, Wallace'a i Hegerl (2000) wprowadzono pojęcie Oscylacji Arktycznej (Arctic Oscillation; akronim AO). Oscylacja Arktyczna jest definiowana jako zmienność ciśnienia na poziomie morza w strefie na N od 20°N; praktycznie między pasem 37–45°N, a rejonem okołobiegunowym (80–90°N; Arktyką). Podobnie jak w Oscylacji Północnego Atlantyku, twórcy tego pojęcia wyróżniają dodatnie i ujemne fazy Oscylacji Arktycznej.

Dodatnia faza AO związana jest z wystąpieniem w rejonie Bieguna Północnego ujemnych anomalii ciśnienia⁹. W czasie dodatniej fazy AO wzmocnieniu ulega wir górnostrosferyczny i dolnostrosferyczny w rejonie biegunowym, rośnie natężenie wiatrów zachodnich w strefie umiarkowanej półkuli północnej, wzrasta również ciśnienie w strefie antycyklonów subtropikalnych (ciepła faza AO). W czasie występowania ujemnej fazy AO, ciśnienie w rejonie biegunowym rośnie, wir wokółbiegunowy ulega osłabieniu, zmniejsza się natężenie przenosu strefowego w szerokościach umiarkowanych, a strefa największego nasilenia wiatrów zachodnich przesuwa się na południe (z szerokości 50–60°N w 35–40°N), osłabieniu ulegają również antycyklony subtropikalne. Ujemna faza AO jest określana mianem fazy zimnej; zasięg lodów morskich w Arktyce rozszerza się, nad obszarami strefy umiarkowanej, w związku z rozwojem Wyżu Arktycznego, częściej dochodzi do adwekcji mas Powietrza Arktycznego.

Pojawia się problem, jaki jest wzajemny stosunek obu oscylacji – NAO i AO. Trzeba zauważyć, że w literaturze panuje na ten temat spore zamieszanie. Oscylacja Arktyczna, na tyle, na ile można zrozumieć ideę twórców tego pojęcia, stanowi w mniejszym stopniu konkretne zjawisko, w większym – syntetyczną (generalizującą) miarę mocno uogólnionych cech wokółbiegunowej symetrycznej pulsacji cyrkulacji strefowej o zasięgu hemisferycznym oraz jednocześnie miarę wykształcenia dolnostrosferycznego wiru wokółbiegunowego. NAO stanowi konkretne zjawisko regionalne – jego zasięg jest ograniczony do rejonu klimatycznego oddziaływania Północnego Atlantyku, zaś geneza NAO jest ściśle związana z interakcją wód Północnego Atlantyku i znajdującej się nad nimi atmosfery. W literaturze tymczasem spotyka się twierdzenia, że AO stanowi zjawisko nadrzędne w stosunku do NAO, że NAO stanowi “część” AO, że NAO stanowi “specyficzny” przejaw AO (?), że NAO stanowi “regionalny przejaw” AO (?), w innych pozycjach wreszcie – że NAO i AO stanowią synonim (?). Za tym ostatnim poglądem ma przemawiać daleko posunięta zgodność przebiegu wskaźników AO i NAO i ich wysoki stopień skorelowania. Przykładowo, między wskaźnikiem NAO Hurrella a indeksem AO dla okresu styczeń-marzec (JFM) współczynnik korelacji równy jest +0.75, indeksem AO dla okresu grudzień-marzec (DJFM) a wskaźnikiem NAO Hurrella – 0.78. Jeszcze silniejsze korelacje występują między indeksem AO a wskaźnikiem NAO Rogersa (Azory – SW Islandia), na przykład dla sezonowych wskaźników AO i NAO Rogersa liczonych dla okresu styczeń-marzec (JFM) w serii 101-letniej (1900-2000) współczynnik korelacji jest równy +0.85; patrz rys. 7).

Nie ulega wątpliwości, że NAO stanowi element ogólnej cyrkulacji atmosferycznej i nie można, w sensie cyrkulacyjnym, izolować i oddzielić funkcjonowania NAO od cyrkulacji rozwijającej się w skali hemisferycznej. Odnosi się jednak wrażenie, że niektórzy badacze ulegli fascynacji zaawansowanymi metodami statystycznymi, nie wnikając głębiej w treść pracy Thompsona i Wallace’a oraz istotę miary charakteru cyrkulacji jaką jest AO i jakby nie do końca uwzględniali istniejący (zwłaszcza starszy; np. prac G.T. Walkera) dorobek innych badaczy.

⁹ W przypadku wskaźników AO (Oscylacji Arktycznej) istnieje sporo niejasności; często odnosi się wrażenie, że zdefiniowane są one w sposób mało precyzyjny. Praktycznie, wbrew temu co piszą autorzy wielu prac, jako wskaźnik AO przyjmuje się najczęściej standaryzowane miesięczne odchylenie (anomalię) ciśnienia atmosferycznego w polu rozpościerającym się 5 lub 10° od bieguna (patrz np. Hodges 2000) lub wartość serii czasowej stowarzyszonej z pierwszym wektorem empirycznych funkcji ortogonalnych pola ciśnienia w Arktyce.



Rys. 7. Przebieg wartości wskaźników Oscylacji Arktycznej (AO) i Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) w latach 1900-2000

A – Przebieg wskaźników sezonowych (styczeń-marzec) AO i NAO Rogersa (Azory – SW Islandia) w latach 1900-2000.

B – Przebieg wskaźników sezonowych (JFM) AO i NAO Rogersa, wyrównanych 5-punktową średnią kroczącą w tych samych latach (1900-2000)

Główny składnik zmienności AO jest wnoszony przez zmienność ciśnienia atmosferycznego w rejonie okołobiegunowym. Rejon okołobiegunowy nie należy do obszarów, na których obserwuje się występowanie intensywnych procesów cyklonogenezy, stąd o spadkach ciśnienia w tym rejonie decyduje częstość wnikania na ten obszar układów niskiego ciśnienia. Te, dostać się w głąb Arktyki

mogą tylko wtedy, gdy Wyż Arktyczny jest słaby. Dolne układy niskiego ciśnienia, wnikające w najwyższe, okołobiegunowe szerokości geograficzne, to niżej powstające głównie nad Pacyfikiem, Ameryką Północną i Atlantykiem. Około 90% układów niżowych, dochodzących do rejonów okołobiegunowych, to niżej powstałe nad Ameryką Północną i Atlantykiem; z tych układów niżowych około 15% wnika daleko na północ przez strefę między wschodnią częścią Archipelagu Kanadyjskiego, a Grenlandią Zachodnią, 85% – przez Morza Nordyckie¹⁰ i NE część Europy. W takiej sytuacji, zgodność przebiegu wskaźników AO i NAO musi, siłą rzeczy, być wysoka, zaś o wartości wskaźnika AO decydować będzie charakter i natężenie cyklonogenezy nad Północnym Atlantykiem. Stąd też, mimo że AO i NAO nie stanowią pojęć tożsamyh, dla sektora atlantycko-europejskiego miary obu oscylacji i cyrkulacyjne rezultaty ich działania będą niemal takie same. Jednak dla innych obszarów, znajdujących się poza zasięgiem oddziaływania NAO – Arktyki, Syberii, Czukotki, Alaski, zachodniej i środkowej Kanady..., charakter cyrkulacji atmosferycznej i efekty jej działania (wpływ na kształtowanie zmienności temperatury powietrza, opadów, etc.), co jest oczywiste, "lepiej" opisywać będzie wskaźnik Oscylacji Arktycznej, gdyż stosowanie wskaźnika NAO do tych celów jest nieuprawnione i nie powinno mieć miejsca.

W sensie cyrkulacyjnym, Oscylacja Północnego Atlantyku może być traktowana jako składowa, czy też część Oscylacji Arktycznej. Oscylacja Arktyczna jest "nadrzędna" w stosunku do NAO tylko w takim sensie czy zakresie, w jakim zostało zdefiniowane pojęcie Oscylacji Arktycznej (Wallace 2000). Oscylacja Północnego Atlantyku nie jest jednak ani tym samym co Oscylacja Arktyczna, ani też nie stanowi jakiegoś "specyficznego" (?) jej przejawu.

Z tego względu NAO dalej traktowana będzie w znaczeniu takim, jakiego użyto w początkowej części tego rozdziału – jako regionalny, ograniczony do rejonu Północnego Atlantyku, układ dynamiczny, sterujący zmiennością warunków klimatycznych sektora atlantycko-europejskiego, którego najwyraźniejszym przejawem jest występowanie skorelowanych pulsacji ciśnienia między Niżem Islandzkim a Wyżem Azorskim.

Literatura

- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction. *Advanced in Geophysics*, 10, s. 1-82.
- Bjerknes J., 1965, Atmosphere-ocean interaction during the "Little Ice Age" (seventeenth to nineteenth centuries A.D.). *WMO Technical Note*, 66, Geneva, s. 77-88.
- Bjerknes J., 1965, 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. *J. Phys. Ocean.*, 2, s. 212-217.
- Cook, E. R., D'Arrigo R. D., Briffa K.R., 1998, The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-Atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, 8, s. 9-17.
- Cullen H.M., D'Arrigo R.D., Cook E.R., Mann M.E., 2001, Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography*, 16 (1), s. 27-39.

¹⁰ Morza Nordyckie – ogólne określenie oznaczające łącznie morza Grenlandzkie i Norweskie, niekiedy również i Morze Barentsa.

- D'Arrigo R.D., Cook E.R., 1997, North Atlantic sector tree-ring records and SST variability. Extended Abstract, Proceedings, ACCP Principal Investigator's Meeting, LDEO, September 1997. ACCP Notes, vol. 4, No.2. (http://www.aoml.noaa.gov/phod/accp/se97/rosanne_sep_97).
- Hodges, G., 2000. The new cold war. Stalking arctic climate change by submarine. National Geographic, March, s. 30-41.
- Hurrell, J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269, s. 676-679.
- Jones P.D., Jónsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, s. 1433-1450.
- Koslowski G., Glaser R., 1999, Variations in reconstructed ice winter severity in the Western Baltic from 1501 to 1995, and their implications for the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 41, s. 175-191.
- Lamb H.H., 1978, *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 1., Fundamentals and climate now. Methuen, London, 611 s.
- Luterbacher, J., Schmutz C., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., 1999, Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophys. Res. Lett.*, 26, s. 2745-2748,
- Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Jones P.D., Davies T.D., Portis D., Gonzalez-Rouco J.F., von Storch H., Gyalistras D., Casty C., Wanner H., 2002, Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.*, 2, 114-124.
- Meinardus W., 1898, Über einige meteorologische Beziehungen zwischen dem Nordatlantischen Ozean und Europa in Winterhalbjahr. *Meteor. Zeit.*, 34, s. 85-105.
- Rogers J.C., van Loon H., 1979, The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Mon. Weather Rev.* 107, s. 509-519.
- Rogers J.C., 1984, A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. Ed. H. van Loon: *Studies in Climate*. NCAR Technical Note 227, Boulder, Co., s. 208-226.
- Šulejkin V.V., 1968, Svyaz' meždu klimatom Evropy a perenosom tepla v Atlantike. *Izvestiya AN SSSR, ser. Fizika Atmosfery i Okeana*, 4, vyp. 3, s. 243-252.
- Šulejkin V.V., 1969, *Fizika morya*, Izd. Nauka, Moskva, 1083 s.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, No. 9, s. 1297-1300.
- Thompson D.W., Wallace J.M., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate* 13 (5), s. 1000-1016.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate* 13 (5), s. 1018-1036.
- Ugryumov A.I., 1981, *Teplovoj režim okeana i dolgosročnye prognozy pogody*. Gidrometeoizdat, Leningrad, 176s.
- van Loon H., Rogers J.C., 1978, The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Mon. Weather Rev.*, 106, s.296-310.
- Wallace J.M., 2000, North Atlantic Oscillation / Annular Mode: two paradigms - one phenomenon" *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 126, s. 791-805.