

**WSPÓŁODDZIAŁYWANIE KLIMATYCZNE
MIĘDZY STREFĄ TROPIKALNĄ
A PÓŁNOCNĄ CZĘŚCIĄ STREFY UMIARKOWANEJ,
STREFĄ SUBARKTYCZNĄ I ARKTYCZNĄ
WZDŁUŻ BRZEGÓW ZACHODNIEJ CZĘŚCI
PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU**

Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Wydziału Nawigacyjnego
Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni

I.

Wstęp

Zagadnienia występujących zależności między zjawiskami klimatycznymi zachodzącymi w oddalonych od siebie obszarach od wielu lat budzą ogromne zainteresowanie geografów fizycznych, klimatologów i geofizyków. Większość znanych związków tego rodzaju objaśniają modele, w których występuje współdziałanie oceanu i atmosfery, oceanu, kontynentów i atmosfery lub też oceanu, lądów, zlodowacenia i atmosfery.

Do najbardziej znanych tego rodzaju modeli należy m.in. model Bjerknesa (1966) wyjaśniający mechanizm oscylacji południowej, jako efektu współoddziaływania intensywności przenosu ciepła i masy w komórce Hadleya oraz temperatury wód oceanicznych w strefie równikowej na Pacyfiku. Bjerknes, prowadząc dalsze badania nad tym zjawiskiem, wykrył oddziaływanie zmian intensywności przekazu ciepła z oceanu do atmosfery w równikowym rejonie Pacyfiku na intensywność przenosu zachodniego w szerokościach umiarkowanych (Bjerknes, 1972). Wprowadził on termin

"teleconnection" (zdalne połączenie, zdalne oddziaływanie) określający zachodzące odległe związki. Spolszczone brzmienie tego terminu to "telekoneksja".

Ugryumov (1981) rozpatrując zagadnienia współoddziaływania oceanu i atmosfery stwierdza, że "w badaniach współoddziaływania atmosfery i oceanu zaistniała sytuacja, jaka nie często zdarza się w nauce: dobrze wyobrażamy sobie *dłaczego* ocean wykazuje wpływ na cyrkulację atmosferyczną i pogodę, lecz niemal nic nie wiemy o tym, *jak* to zachodzi".

Celem tej pracy jest przedstawienie zagadnienia występowania telekoneksji natury hydroklimatycznej, jaka ma miejsce w rejonie zachodniego wybrzeża Północnego Atlantyku, wiążącej w dość skomplikowany sposób strefę tropikalną ze strefami umiarkowaną i subarktyczną, częściowo z arktyczną. Głównym celem badań autora była próba prześledzenia i zrozumienia mechanizmu istniejących związków, czyli w części próba udzielenia jakościowej odpowiedzi na pytanie postawione przez A.I. Ugryumova.

II.

Sformułowanie zagadnienia

L.A. Post w pracy z roku 1956 przedstawił metodę prognozowania liczby gór lodowych przekraczających 48°N na akwenie NW Atlantyku. Predyktorem, na podstawie którego przewidywać należy liczbę gór lodowych, które wystąpią w danym sezonie lodowym jest wielkość anomalii temperatury wody w marcu, notowanej na stacji Key West w Cieśninie Florydzkiej w danym roku oraz wielkość anomalii temperatury wody z przed trzech lat (rok bieżący - 3, dalej Rb-3). Analiza Posta (1956) oparta była na 26-letnim ciągu danych o liczbie gór lodowych przekraczających 48°N ¹ oraz pomiarach temperatury wody. Ciąg ten obejmował lata 1926-1951.

Nie wchodząc w detale prognostyczne pracy Posta (n.b. opatrzonej w "Abstrakcie" uwagą "*The opinions and assertions contained herein are the private ones of the author and do not reflect the views of the Navy Depart-*

¹ Międzynarodowy Patrol Lodowy (IIP) corocznie publikuje dane o liczbie gór lodowych. Standardem jest podawanie liczby gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N , ta właśnie liczba określa charakter sezonu lodowego danego roku w rejonie Wielkich Ławic oraz stopień utrudnienia żeglugi na ortodromie północno-atlantyckiej.

ment or the Naval Establishment.") trzeba zauważyć, że przedstawiony model zależności zachodzących między wielkością anomalii temperatury wody a liczbą gór lodowych posiada charakter wyłącznie hydrologiczny.

Wystąpienie dodatniej anomalii temperatury wody w danym roku świadczy według Posta o wzmożonej intensywności termicznej Golfstromu. Wody Golfstromu zataczają następnie pętlę w Prądzie Północnoatlantyckim, dalej Prądzie Irmingera, wchodząc w Prąd Zachodniogrenlandzki. Prąd ten dochodząc do rejonu Zatoki Mellville'a (podówczas głównego rejonu oblamywania się gór lodowych) przynosi ze sobą dodatnią anomalię termiczną po około 2 latach (dokładniej 25 miesiącach) od wyjścia z Cieśniny Florydzkiej. Pojawienie się anomalii termicznej powoduje tam redukcję pokrywy lodu morskiego, zwiększony dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni wody, co skutkuje zwiększeniem natężenia procesów oblamywania lodu z klifów lodowych i tworzeniem się dużej ilości gór lodowych. W ciągu następnego roku góry te przemierzają Morze Baffina i z Prądem Labradorским pojawiają się w rejonie Wielkich Ławic. Wystąpienie ujemnej anomalii temperatury wody w Cieśninie Florydzkiej daje odwrotny skutek, prowadzący do zmniejszenia się liczby notowanych w rejonie Wielkich Ławic gór lodowych.

Tak więc między wystąpieniem anomalii temperatury wody w Cieśninie Florydzkiej a zmianą liczby gór lodowych, według Posta (1956) następuje opóźnienie 3-letnie.

Poglądy L.A. Posta w owym czasie były nowatorskie i niekonwencjonalne. Współczesna wiedza o cyrkulacji wód oceanicznych na Północnym Atlantyku, czasie wędrówek gór lodowych w Morzu Baffina, Cieśninie Dawsa i wzdłuż brzegów Labradoru (półtora do 2.5 roku), a zwłaszcza o czasie utrzymywania się anomalii temperatury wody (patrz m.in. Sukhovej, 1977, Ugryumov, 1981) zmusza do poddania w wątpliwość funkcjonowanie mechanizmu opisywanego przez Posta.

Przeprowadzenie rachunku korelacyjnego dla okresu obserwacji liczby gór lodowych, od początku działania Międzynarodowego Patrolu Lodowego (rok 1912) do roku 1993 tylko w części potwierdza fakty, stwierdzone przez Posta (1956) w okresie 1926-1951. Dla okresu między rokiem 1912 a 1993 (81 lat) nie stwierdza się istnienia korelacji między liczbą gór lodowych a występowaniem anomalii temperatury wody w Cieśninie Florydzkiej w marcu Rb-3. Współczynnik korelacji między tymi wielkościami kształtuje się na poziomie +0.166, z praktycznie bliskim jedności przypadkowym prawdopodobieństwem uzyskania takiego wyniku. Tak więc wykryte

przez Posta, funkcjonujące w latach 1926-1951, opóźnienie 3-letnie nie posiada charakteru uniwersalnego.

Prowadząc badania nad zależnościami opisanymi przez Posta (1956), autor wykrył jednak inne interesujące zależności - istotne związki między wartościami odchyień od średnich miesięcznych temperatur powietrza zimy (01, 02, 03) w Key West (również i w Habanie) a liczbą występujących gór lodowych. Mechanizmu takiej zależności nie było można tłumaczyć drogą bezpośrednich związków. Dla wyjaśnienia zagadnienia poddano to zjawisko szerszej analizie, obejmującej zarówno niektóre jego elementy hydrologiczne jak i meteorologiczno-klimatyczne, starając się wykorzystać, tam gdzie to było tylko możliwe, jak najdłuższe ciągi obserwacyjne.

W rezultacie okazało się, że związek liczby gór lodowych występujących w danym roku na Północnym Atlantyku z temperaturami powietrza w Cieśninie Florydzkiej stanowi zaledwie fragment ogólnego zjawiska, które poddano badaniu. Badane zjawisko posiada ogromny zakres przestrzenny, stanowiąc przejaw interakcji hydroklimatycznej o charakterze międzystrefowym, wiążącym procesy występujące w atlantyckich tropikach z procesami funkcjonującymi w szerokościach umiarkowanych oraz atlantyckiej Subarktyce i Arktyce. Obejmuje ono obszary położone wzdłuż zachodnich brzegów Północnego Atlantyku, od Morza Karaibskiego po Labrador, Arktykę Kanadyjską i Grenlandię. Posiada również dość wyraźny, choć pośredni, wpływ na przebieg procesów pogodowych po wschodniej stronie Atlantyku, w tym i Skandynawii i basenie Morza Bałtyckiego. Zagadnienie liczby pojawiających się na Atlantyku gór lodowych jest w całym tym procesie marginalnym problemem, lecz ono właśnie, jako fenomen, stanowi jeden z najbardziej wyrazistych przejawów mechanizmu tego procesu.

III.

III.1.

Korelacje między odchyleniami temperatury powietrza w okresie styczeń - marzec w Key West a liczbą gór lodowych przekraczających równoleżnik 48 w rejonie Wielkich Ławic w tym samym roku

Góry lodowe, odłamujące się z brzegów lodowych Zachodniej Grenlandii, przenoszone są przez Prąd Zachodniogrenlandzki, następnie przez Prąd Labradorzki i wyprowadzane na Północny Atlantyk w rejonie poło-

żonym na zachód od Nowej Fundlandii, dochodząc do rejonu Wielkich Ławic (niekiedy znacznie dalej).

Liczba gór lodowych, notowanych w rejonie Wielkich Ławic przez Międzynarodowy Patrol Lodowy (IIP) wykazuje dużą zmienność z roku na rok. Systematyczne liczby obserwowanych gór lodowych przekraczających 48°N podawane są od roku 1912, czyli od początku pracy tej służby (Trivers, 1994). Istnieją jednak wcześniejsze dane, z lat 1900-1911, znajdujące się w bazie danych IIP. Maksymalna liczba odnotowanych gór lodowych w okresie 1912-1995 to 2202 (rok 1984 -Tuxhorn, 1995), minimalna to 0 (rok 1966). W latach 1940 i 1958 odnotowano 1 górę lodową, w roku 1941 - 3. Średnia (z okresu 1900-1996) liczba gór lodowych przekraczających 48°N wynosi 466 przy $\sigma_n = 491.2$.

Pojawianie się ajsbergów przekraczających równoleżnik 48 charakteryzuje się wyraźnie zaznaczoną sezonowością. Przeciętnie minimum zaznacza się w miesiącach jesiennych i zimowych (wrzesień, październik, listopad, grudzień, styczeń), maksimum w miesiącach wiosennych (marzec, kwiecień, maj, czerwiec, patrz tabela 1), niekiedy zaznacza się wystąpienie drugorzędowego maksimum w czerwcu lub nawet lipcu (np. w roku 1994 w czerwcu; Report of the IIP, 1994).

Tabela 1 - Table 1

Częstość występowania gór lodowych na południe od równoleżnika 48°N na NW Atlantyku w poszczególnych miesiącach (średnia z lat 1946-68, w % sumy rocznej = 230.6, według: NP 59, Nova Scotia and... Pilot (1978)

The frequency of icebergs occurrence to the south of parallel 48°N in the NW Atlantic in particular months (mean frequency in 1946-1968 in % of the annual sum = 230.6, according to NP 59, Nova Scotia and ... Pilot (1978)

01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0.17	1.65	11.06	37.12	27.75	17.61	4.21	0.22	0.00	0.04	0.08	0.09

Sezon lodowy, dla którego Międzynarodowy Patrol Lodowy podaje liczbę gór lodowych przekraczających 48°N, nie pokrywa się z rokiem kalendarzowym. Rozpoczyna się on w październiku (10) i kończy we wrześniu (09), zaś datowany jest na rok wystąpienia maksimum wystąpienia gór lodowych (03-07). Przykładowo liczba gór odnotowanych w sezonie 10.1990 - 09.1991 określana jest jako liczba gór lodowych występujących w roku 1991 (patrz np. Report of the IIP in the North Atlantic, 1991 Season).

Analizując dane zawarte w tabeli 1, nie trudno zauważyć, że o liczbie odnotowanych w danym roku gór lodowych decyduje wielkość maksimum, znaczącego się w miesiącach wiosennych i wczesno-litnich. Wyjaśnia to zasadność przyjętego przez IIP systemu datowania.

Odchylenia od średnich temperatur miesięcznych w Key West (wysepka w Cieśninie Florydzkiej, na WSW od krańca Florydy; 24.55°N, 081.55°W, 2 m n.p.m.) obliczano jako odchylenie średniej miesięcznej temperatury danego roku od średniej miesięcznej wieloletniej z okresu 1851-1993. Wielkości odchyżeń kolejnych trzech miesięcy - stycznia, lutego i marca danego roku sumowano algebraicznie. Suma algebraiczna tych odchyżeń w danym roku (symbol KWdt1-3) była korelowana z liczbą odnotowanych w danym roku gór lodowych (symbol LGI). Rachunkowi korelacyjnemu poddano cały okres, dla którego występowały wspólne dane, to jest lata 1900-1993 (94 lata). Wszystkie obliczenia przeprowadzono korzystając z programu "Statistica", v. 5. Zestawienie danych źródłowych zawiera tabela 2 (załącznik poza tekstem).

Rachunek korelacyjny wykazał istnienie między tymi szeregami zmiennych słabej korelacji dodatniej o dużej istotności statystycznej. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona $r=0.3273$, współczynnik determinacji $d=10.71\%$ przy prawdopodobieństwie przypadkowego uzyskania takiego wyniku $p<0.0013$. Ponieważ $p<0.05$ należy uznać, że korelacja jest istotna.

Analiza rozrzutu punktów w przestrzeni KWdt1-3 & LGI wskazuje jednak wyraźnie, że zależność $LGI = f(KWdt1-3)$ nie jest liniowa, lecz wydaje się być zbliżona do logarytmicznej². Przeprowadzony rachunek korelacyjny potwierdza to przypuszczenie. Korelacja między wartościami $\ln(LGI)$ & KWdt1-3 okazała się być znacząco wyższa. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona r dla tych wartości wynosi 0.4745 , $d=22.51\%$, zaś $p<0.000008$.

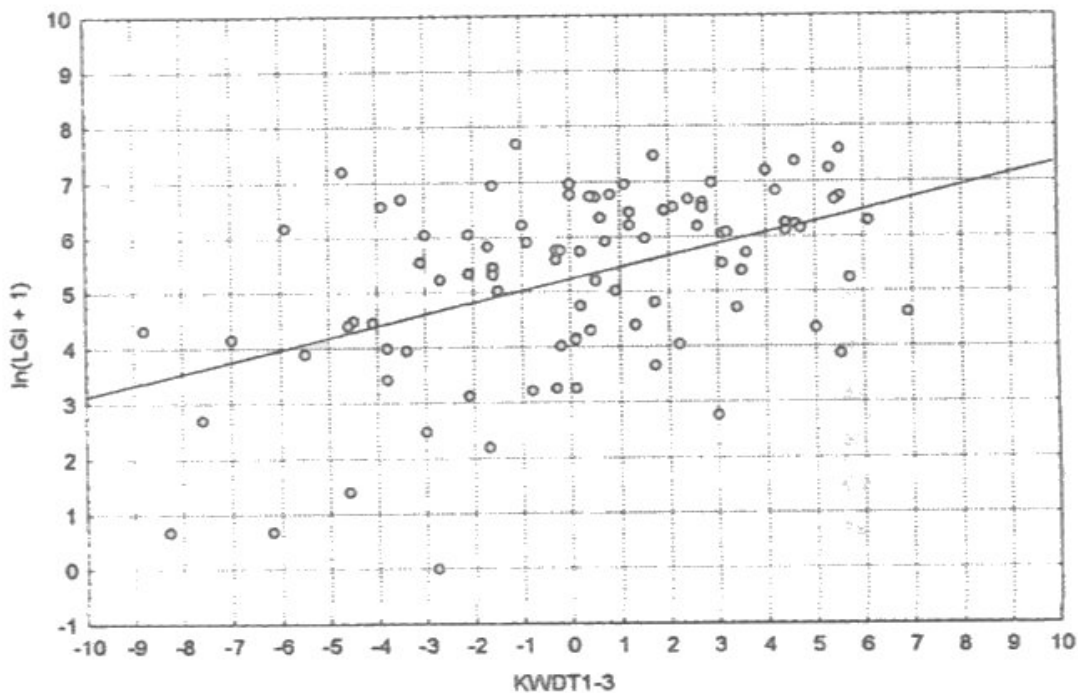
Równanie regresji $\ln(LGI) = f(KWdt13)$ przybiera postać:

$$\ln(LGI + 1) = 5.09713 + 0.232669 \cdot KWdt13, \quad [1]$$

gdzie $\ln(LGI)$ - logarytm naturalny z LGI.

² Wpływ na to posiadają bez wątpienia również zmiany metod wykrywania gór lodowych. Wraz z wprowadzeniem nowych metod wykrywania i rejestracji g.l. (zwiad lotniczy z rejestracją optyczną [1946], zwiad lotniczy z rejestracją radarową [1983, SLAR] wzrasta również liczba wykrywanych gór. Zwłaszcza wyraźnie zaznaczyło się to po roku 1983. Szereg obserwacyjny jest przez ten czynnik niehomogeniczny, funkcja $\ln(LGI)$ zmniejsza rozpiętości między okresem, w którym nie rejestrowano wszystkich g.l., a okresem, w którym zastosowano nowe techniki wykrywania. Ponieważ logarytm z zera nie istnieje, użyto dalej logarytmu naturalnego z $(LGI+1)$

Uzyskanie takich wyników (ryc. 1) zmusza do zastanowienia. Mając na uwadze fakt, że liczba przekraczających równoleżnik 48°N gór lodowych stanowić musi wypadkową całego szeregu niezależnych od siebie w czasie i przestrzeni procesów (wielkości obłamywania, prędkości transportu, warunków transportu, etc), 22% objaśnienie zmienności $\ln(LGI+1)$ przez $KWdt_{1-3}$ w równaniu regresji należy uznać za wyjątkowo wysokie, a samo zjawisko za godne głębszej analizy.



Ryc. 1. Związek logarytmu naturalnego z liczby gór lodowych [$\ln(LGI+1)$] z odchyleniami sumy temperatur średnich miesięcznych zimy (01, 02, 03) w Key West (KWdt1-3), Floryda
 Fig. 1. Natural logarithm relation between the number of icebergs and sums deviations of mean monthly winter temperatures (January, February, March) in Key West (KWdt1-3), Florida

Wzrost lub spadek odnotowanych w kolejnych latach gór lodowych przekraczających 48°N powinien być interpretowany w pierwszym rzędzie jako przejaw zmiennej aktywności Prądu Labradorskiego. Myśl taką wyraża Sukhovej (1977), chociaż w ostatnich latach badacze amerykańscy starają się wiązać tą wielkość z rozmiarami (powierzchnią) pokrywy lodów morskich na E od Nowej Fundlandii (Viekman, Baumer, 1995, Trivers, 1994).

Występowanie sytuacji synoptycznych, powodujących zimą (styczeń, luty, marzec) długotrwałe działanie silnych północnych i północno-zachodnich wiatrów nad Cieśniną Davisa i Morzem Labrador przyspiesza Prąd Labradorowski. Z większą prędkością na południe przemieszcza się również pokrywa lodów morskich i znajdujące się w niej góry lodowe. Jednocześnie działanie w tym okresie silnych wiatrów wiejących z sektora N-NE powoduje wystąpienie ujemnych anomalii temperatury powietrza. Nad pokrytą mniej zwartą pokrywą lodu morskiego Cieśniną Davisa i Morzem Labrador, wobec gwałtownego wzrostu przekazu ciepła z oceanu do atmosfery tworzy się w takiej sytuacji ujemna anomalia temperatury wody, sięgająca $-1.5 \pm -2.5^{\circ}\text{C}$ (Sukhovej, 1977). Anomalia ta, w wodach powierzchniowych, utrzymuje się nawet w okresie letnim; wobec dużego zachmurzenia w tym regionie zmiany dopływu energii promienistej Słońca latem są niewielkie. W warstwie wód przejściowych, znajdujących się na głębokości 50 - 100 m ujemna temperatura, bliska temperaturze zamarzania wody ($-1.4 \pm -1.8^{\circ}\text{C}$) utrzymuje się przez całe lato, zaś strefa zajęta przez te wody rozszerza się, rozprzestrzeniając się wokół Nowej Fundlandii, Wielkich Ławic i sięgając do Zatoki Świętego Wawrzyńca (Sukhovej, 1977).

W takich warunkach, góry lodowe zimą przebędą większą niż zazwyczaj drogę na południe z Prądem Labradorskim, nie ulegając przy tym procesom destrukcji pod wpływem falowania (otoczenie lodem morskim). Ich pozycja "startowa" jest korzystniejsza, odległość od równoleżnika 48°N - mniejsza. Jednocześnie dalszą drogę pokonują wraz z wodami o niższej niż zazwyczaj temperaturze w warstwie przypowierzchniowej - i co może najważniejsze - wraz z głębiej leżącymi wodami o ujemnych temperaturach, w których proces topnienia lodu słodkowodnego, z którego są zbudowane, praktycznie nie zachodzi. Ponieważ proces destrukcji góry lodowej zachodzi w prostej funkcji temperatury wody, falowania i czasu, wydaje się być oczywistym, że opisane wyżej warunki powinny spowodować, że znacząco większa niż zazwyczaj liczba gór lodowych przetnie 48°N .

Jest również oczywiste, że w warunkach silnego splotu mas powietrza z N i NE, powodującego powstanie ujemnych anomalii temperatury powietrza i takich samych anomalii w polu temperatury wody, wzrosnie również i powierzchnia lodów morskich w regionie. Stąd też dodatnie korelacje ($+0.50 \pm +0.52$) między wielkością kwietniowej pokrywy lodowej w strefie $45-55^{\circ}\text{N}$ na E od Nowej Fundlandii i liczbą zaobserwowanych gór lodowych, opisane przez Triversa (1994).

W przeciętnych warunkach kształtowania się kierunków splotu mas powietrza zimą w rejonie Cieśniny Davisa i Morza Labrador, zarówno rozkład temperatur powietrza jak i temperatury wody jest zbliżony do średniego wieloletniego. Tym samym aktywność Prądu Labradorского jest niższa, temperatura wody powierzchniowej wyższa, lód morski zajmuje mniejszą powierzchnię a granica jego zasięgu leży dalej na północ. Znaczna liczba gór lodowych niesionych przez Prąd Labradorский z północy ulegnie destrukcji, nim dojdzie do 48 równoleżnika.

Jeszcze bardziej niekorzystne warunki dla trwania gór lodowych rysują się wtedy, gdy w czasie zimy, nad omawianym rejonem zwiększy się ponad przeciętną normę wieloletnią przenos powietrza z południa. Tworzą się wtedy w Cieśninie Davisa i na Morzu Labrador dodatnie anomalie temperatury wody, a ujemne temperatury w warstwie wód 50-100 m, osiągające wartości $-0.3 \div -0.7^{\circ}\text{C}$, występują tylko w postaci izolowanych plam (Sukhovej, 1977).

Tak więc można uważać, iż przyczyną zwiększenia w danym roku liczby gór lodowych przekraczających 48°N , niezależnie od tego, ile ich powstanie 2-3 lata wcześniej, jest cyrkulacja atmosferyczna - konkretnie zwiększenie ponad przeciętną częstości występowania zimą sytuacji synoptycznych, w których występuje silny splot z N i NE nad obszarem funkcjonowania Prądu Labradorского.

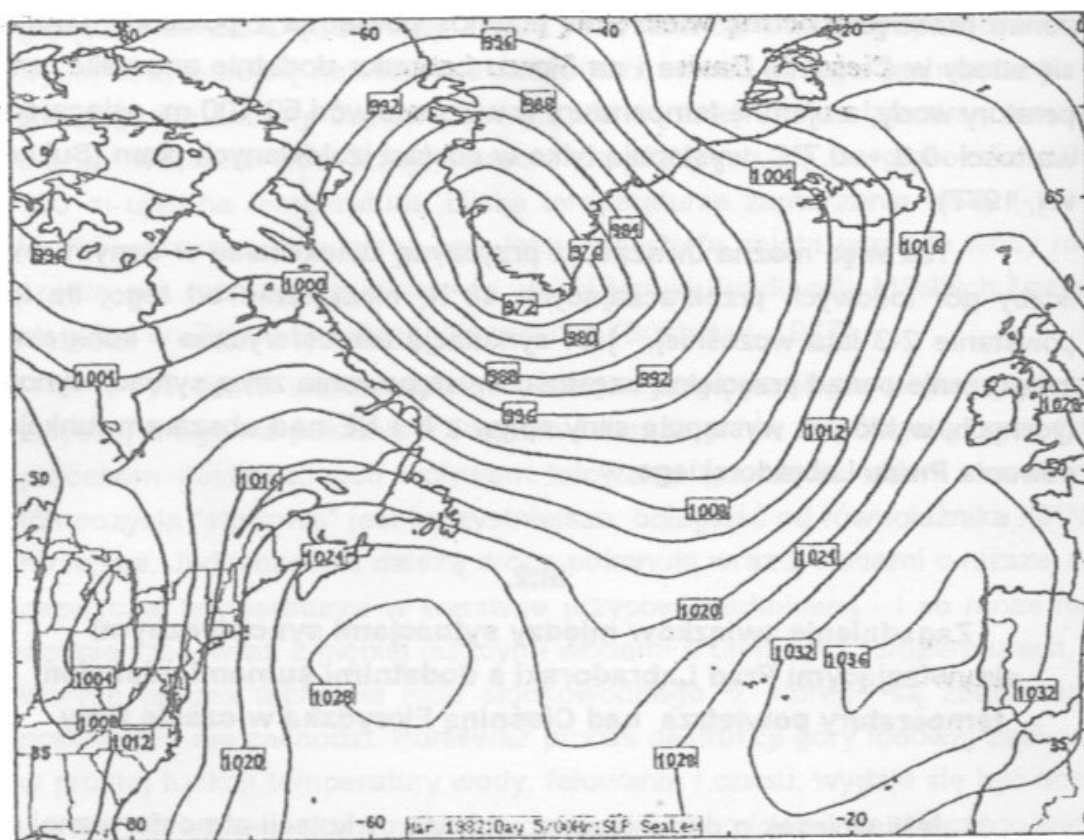
III.2.

Zagadnienie związków między sytuacjami synoptycznymi aktywizującymi Prąd Labradorский a dodatnimi sumami odchyłeń temperatury powietrza nad Cieśniną Florydzką w czasie zimy

Jeśli wniosek o dominującym wpływie cyrkulacji atmosferycznej na zwiększenie się liczby gór lodowych przepływających granicę 48°N jest poprawny, to w sytuacji, w której stwierdza się istotną korelację między liczbą gór lodowych przekraczających ten równoleżnik a sumą dodatnich odchyłeń temperatury okresu 01-03 w Key West, należy również oczekiwać istnienia korelacji między liczbą dni, w których występują warunki synoptyczne aktywizujące Prąd Labradorский a sumą dodatnich odchyłeń temperatury nad Cieśniną Florydzką w poszczególnych latach.

Dla wyjaśnienia tego zagadnienia przeprowadzono badania nad częstością występowania sytuacji synoptycznych sprzyjających aktywizacji

Prądu Labradorskiego. Jako próbę wzięto ciągły okres lat 1960-70 (11 lat), uzupełniony o 4 lata z poza tego okresu, w których występowały skrajne odchylenia sum temperatury powietrza zimy w Key West. Były to lata 1978 (KWdt1-3 = -8.8 deg), 1981 (KWdt1-3 = -7.0 deg), 1982 (KWdt1-3 = +5.7 deg) i 1975 (KWdt1-3 = +6.7 deg). Łączna liczność próby wynosi więc 15 lat. Wybór okresu ciągłego był uzasadniony jedynie tym, że dopiero od końca lat 40-tych, początku 50-tych, mapy pola ciśnienia z rejonów wyższych szerokości geograficznych, w tym i Arktyki Kanadyjskiej i Grenlandii, można uznawać za wiarygodne.



Ryc. 2 Jedna z sytuacji barycznych aktywizujących Prąd Labradorski (05.03.1982, godz 00). Klin wyżowy nad Labradorem, głęboki układ niskiego ciśnienia z centrum nad południowym cypłem Grenlandii. Wzdłuż wybrzeża Labradoru i nad Morzem Labrador występuje strefa silnego gradientu barycznego wymuszającego intensywny spływ zimnego powietrza z NW na SE. Źródło: CD-ROM Global Historical Fields, v.1, 1994)

Fig. 2 One of pressure situations activating the labrador Current (5 March 1982, 00 GMT). Ridge of high pressure over Labrador, strong low with the centre part over southern point of Greenland. There is strong pressure gradient area along the coast of Labrador and over the Labrador Sea which forces an intense flow of cold air from NW to SE (Sources: CD-ROM Global Historical Fields, vol. 1, 1994)

Analizowano dzień po dniu mapy pola ciśnienia obszaru leżącego między 010°E a 130°W i 22 a 90°N z okresu od 01.01 do 31.04 każdego roku, zliczając doby, w których ukształtowanie pola barycznego w rejonie działania Prądu Labradorskiego było takie, że w obszarze tym występował silny gradient baryczny, kierujący powietrze z NNW równoległe lub niemal równoległe do wybrzeża. Przykładowy obraz takiej sytuacji barycznej przedstawia rycina 2. Dla większości badanego 15-lecia dysponowano 2 mapami dolnymi dla każdej doby. Źródłem danych były materiały zawarte na CD-ROM nr 1217860 (Global Historical Fields).

Wydłużenie okresu zliczania sprzyjających sytuacji barycznych (dalej SSB) o jeden miesiąc w stosunku do okresu KWdt13 znajdzie wyjaśnienie w dalszej części pracy.

Pośród niezbyt zróżnicowanych sytuacji synoptycznych, które zaliczono do SSB dominowały praktycznie dwie. Jedna, to wyż ukształtowany nad Labradorem, Zatoką Hudsona lub nad rejonem Wielkich Jezior i głęboki niż z centrum nad S lub SE Grenlandią lub wodami w pobliżu tych rejonów, jednak każdorazowo z głęboką zatoką sięgającą nad Morze Baffina. Druga, to wyż nad kontynentem ze strefą silnego gradientu wzdłuż wybrzeża i rozmytym polem obniżonego ciśnienia na wschód od niego, w którym niekiedy znajdowały się ośrodki (ośrodek) niskiego ciśnienia o małych średnicach..

Zestawienie liczby dni z SSB w poszczególnych latach oraz występujące w tych samych latach wielkości KWdt1-3 przedstawia tabela 3.

Korelacja liniowa między SSB a KWdt13 jest dość wysoka, współczynnik korelacji $r=0.7706$, $p<0.000773$. Ponieważ $p<<0.05$, należy uznać korelację za istotną. Zależność $SSB = f(KWdt1-3)$ nie jest jednak liniowa, dość dobrze odtwarza jej przybliżony przebieg (ryc. 3) funkcja wykładnicza:

$$SSB = 30.493 \cdot \exp(0.054 \cdot KWdt1-3), \quad [2]$$

w której zmienność KWdt1-3 wyjaśnia w 60.68% zmienność liczby dni SSB ($R=0.797$).

Pomijając rozważania zagadnienia różnicy wielkości próby, można stwierdzić, że występuje również, zgodnie z oczekiwaniem, dodatnia korelacja między liczbą dni z określonymi typami cyrkulacji atmosferycznej a KWdt1-3. Korelacja ta jest ściślejsza, niż korelacja między LGI a KWdt1-3. Jeśli wziąć pod uwagę znaczny udział elementów przypadkowych, mających wpływ na liczbę przekraczających 48°N gór lodowych, to bardziej ścis-

ła korelacja między określonymi typami cyrkulacji a KWdt1-3 niż między LGI a KWdt1-3 staje się zrozumiała.

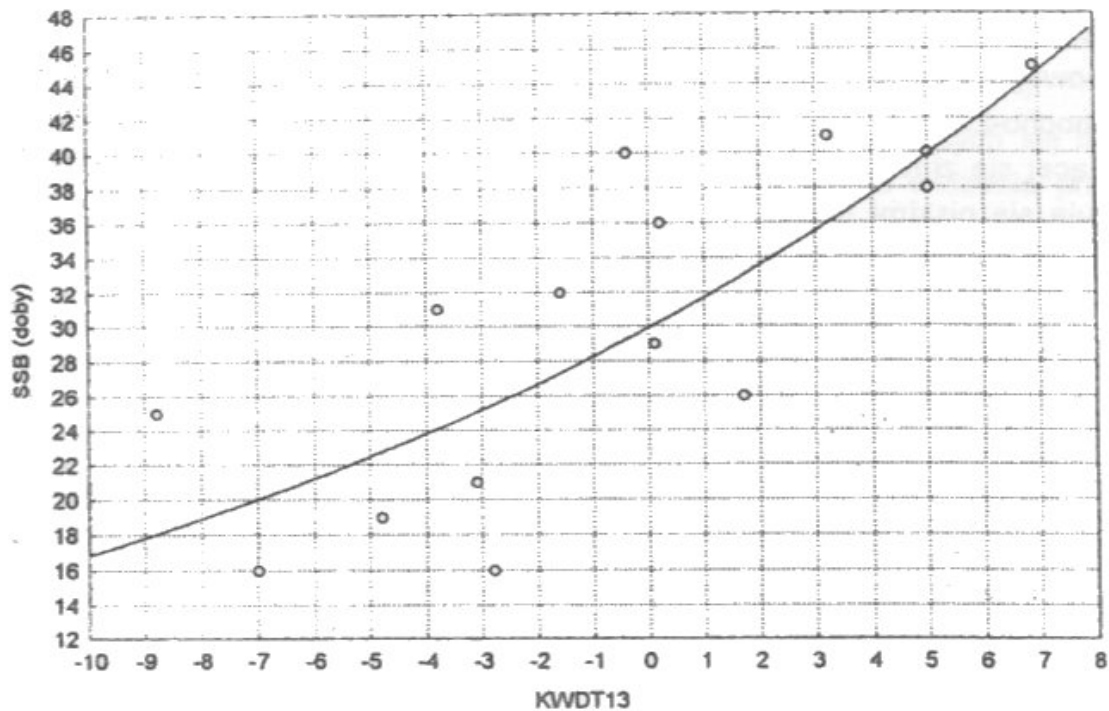
Tabela 3 - Table 3

Liczba dni, w których występowała sytuacja baryczna sprzyjająca aktywizacji Prądu Labradorskiego (SSB) w styczniu, lutym, marcu i kwietniu w poszczególnych latach oraz występujące w tych latach wartości KWdt1-3

Number of days with favourable pressure that permitted activation of the Labrador Current in January, February, March and April (SSB) in particular years and values KWdt1-3 occurring in these years

Lp.	Rok	SSB (01-04, dób)	KWdt1-3 (deg)
1	1960	21	-3.1
2	1961	36	+0.2
3	1962	26	+1.7
4	1963	29	+0.1
5	1964	40	-0.4
6	1965	38	+5.0
7	1966	16	-2.8
8	1967	41	+3.2
9	1968	32	-1.6
10	1969	31	-3.8
11	1970	19	-4.8
12	1975	45	+6.9
13	1978	25	-8.8
14	1981	16	-7.0
15	1982	40	+5.7

Tak więc można uznać, że rzeczywiście istnieją statystyczne związki między sumami odchyleń temperatury powietrza okresu 01-03 od średnich wieloletnich nad Cieśniną Florydzką a formami cyrkulacji atmosferycznej aktywizującymi Prąd Labradorski w okresie 01-04, sterującymi tym samym, w znacznej części, wyrzutem gór lodowych. Jest to konstatacja faktów, których mechanizm jest nieznan.



Ryc. 3. Związek między wartością sumy odchyłeń średnich miesięcznych temperatur zimy w Key West (KWdt1-3) w danym roku, a liczbą dni, w których występuje sytuacja synoptyczna sprzyjająca aktywizacji Prądu Labradorskiego w okresie 01-04 tego samego roku (SSB). Dane z tabeli 3

Fig. 3. Relation between the value of sums deviations of mean monthly winter temperatures in Key West (KWdt1-3) in a given year and the number of days which are subject to such weather conditions that help to activate the Labrador Current during the period from January to April in the same year (SSB). Data taken from Table 3

III.3.

Opozycja temperatury powietrza między rejonem Cieśniny Florydzkiej a odcinkiem zachodniego wybrzeża Atlantyku od Zatoki Świętego Wawrzyńca przez Labrador po Ziemię Baffina i wodami przyległymi

Przeglądając mapy pola ciśnienia sytuacji barycznych, które aktywizują w porze zimowej Prąd Labradorski, nie sposób nie zauważyć, że taki charakter cyrkulacji atmosferycznej nad rozpatrywanym obszarem musi w porze zimowej doprowadzić do występowania znacznych obniżek temperatury powietrza nad rozległymi obszarami wybrzeży kontynentu Ameryki Północnej, również nad obszarami morskimi przylegającymi do wybrzeży.

Następuje nad niemal całym tym obszarem intensywna adwekcja powietrza arktyczno-kontynentalnego z wyższych szerokości geograficznych oraz zimowego powietrza polarno-kontynentalnego znad Labradoru, Terytorium Północno-Zachodniego i zamrożonych powierzchni Zatoki Hudsona, zachowującej się zimą jak powierzchnia lądowa. Masy tego powietrza charakteryzują się niskimi temperaturami i bardzo małymi zasobami pary wodnej (niskimi temperaturami punktu rosy).

Ponieważ w latach, w których wielkości $KWdt_{1-3}$ posiadają znak dodatni częstość sytuacji barycznych powodujących takie adwekcje znacząco wzrasta, winno to spowodować obniżenie się średnich temperatur miesięcznych stycznia, lutego i marca, czyli ogólnie - wyraźnego obniżenia temperatury zimy. W latach z ujemnymi odchyleniami $KWdt_{1-3}$, częstość takich sytuacji maleje (patrz formuła 2), co musi odbić się na wzroście średnich miesięcznych temperatur stycznia, lutego i marca.

W regionach, charakteryzujących się niskimi temperaturami zimy i relatywnie niskimi temperaturami lata, obserwuje się wyraźną korelację między temperaturą średnią roczną a średnią temperaturą miesięczną najchłodniejszego miesiąca (lub najchłodniejszych miesięcy). Wobec dużej skali zróżnicowania wartości najchłodniejszego miesiąca z roku na rok, przy relatywnie niewielkiej zmienności temperatur średnich miesięcznych lata, przede wszystkim bieg temperatury zimą określa wielkość temperatury średniej rocznej.

Należy więc spodziewać się występowania opozycji klimatycznego biegu temperatury powietrza między rejonem Cieśniny Florydzkiej a rejonami wybrzeży Cieśniny Dawsa, Labradoru, Nowej Fundlandii i przylegającymi do nich akwenami. Dodatnim zimowym odchyleniom temperatury powietrza w rejonie Habany i Key West winny odpowiadać odchylenia ujemne, zarówno średniej temperatury zimy jak i średniej temperatury rocznej, na północy wybrzeży kontynentu; odchyleniom ujemnym w rejonie Cieśniny Florydzkiej - dodatnie odchylenia temperatury na Labradorze i w jego otoczeniu.

Dla zorientowania się w natężeniu występującej opozycji biegu temperatury przeanalizowano związki między $KWdt_{1-3}$ a sumami odchyłeń średnich miesięcznych temperatur stycznia, lutego i marca od średnich miesięcznych wieloletnich oraz średnimi temperaturami rocznymi na kilkunastu wybranych stacjach leżących na wschodnim wybrzeżu. Okazało się, że wskaźniki koreacji dla odchyłeń poszczególnych miesięcy są relatywnie

niskie (szczególnie dla stycznia). Jeśli jednak korelowało się sumy odchyień 01-03, stopień skorelowania i jego istotność wyraźnie wzrastały. Wskazuje to wyraźnie na funkcjonowanie tego zjawiska w dużej skali czasowej.

Tutaj przedstawi się tylko wyniki z 5 stacji, cechujących się bądź długim okresem obserwacji, bądź też ważnymi z punktu widzenia przestrzennej charakterystyki zjawiska. Stacjami tymi są:

Iqaluit, położony w północnym zamknięciu Frobisher Bay (Ziemia Baffina, WMO Nr 719090, 63.7°N, 68.6°W, 21 m n.p.m., okres obserwacji 1943-1989),

Schefferville, położona w centralnej partii Labradoru, około 420 km od linii brzegowej (WMO Nr 718280, 54.8°N, 66.7°W, 512 m n.p.m., okres obserwacji 1949-1970),

Goose Bay, położona w zamknięciu fiordu, wcinającego się na około 210 km w głąb lądu Labradoru (WMO Nr 718160, 53.3°N, 60.4°W, 44 m n.p.m., okres obserwacji 1942-1989),

Port-Aux-Basques, położona na SW cyplu Nowej Fundlandii, w rejonie wejścia do Zatoki świętego Wawrzyńca - Cieśnina Cabota (WMO Nr 711970, 47.6°N, 59.2°W, 40 m n.p.m., okres obserwacji 1919-1930 i 1956-1990).

Sable Island, położona na wodach Atlantyku około 180 km na E od Nowej Szkocji (WMO Nr 71600, 43.9°N, 60.0°W, 4 m n.p.m., okres obserwacji 1898-1990).

Ponieważ długości ciągów poszczególnych stacji znacznie się różnią, przedstawione w tabeli 4 wartości współczynników korelacji nie korespondują z odpowiadającymi im wartościami p .

Zestawione w tabeli wyniki korelacji wskazują, że najwyraźniej omawiana opozycja biegu temperatury zaznacza się na samym Labradorze i Nowej Fundlandii, w szerokościach 47-55°N. W tej strefie opozycję w stosunku do zimowego biegu temperatury nad Cieśniną Florydzką wykazuje zarówno bieg odchyień temperatury zimy, jak i temperatury średniej rocznej. Zmienność temperatur zimowych, zachodząca pod wpływem zwiększonej częstości zimowych adwekcji chłodu jest tam na tyle duża, że znajduje to odbicie, istotne statystycznie, w wartościach średnich temperatur rocznych. W miarę oddalania się na północ i południe intensywność opozycji słabnie. Stosunkowo słabo zaznacza się ona jeszcze zimą i jest istotna, w średniej rocznej nie znajdując już ani wyraźniejszego, ani też statystycznie istotnego odbicia (ryc. 4 i 5).

Tabela 4 - Table 4

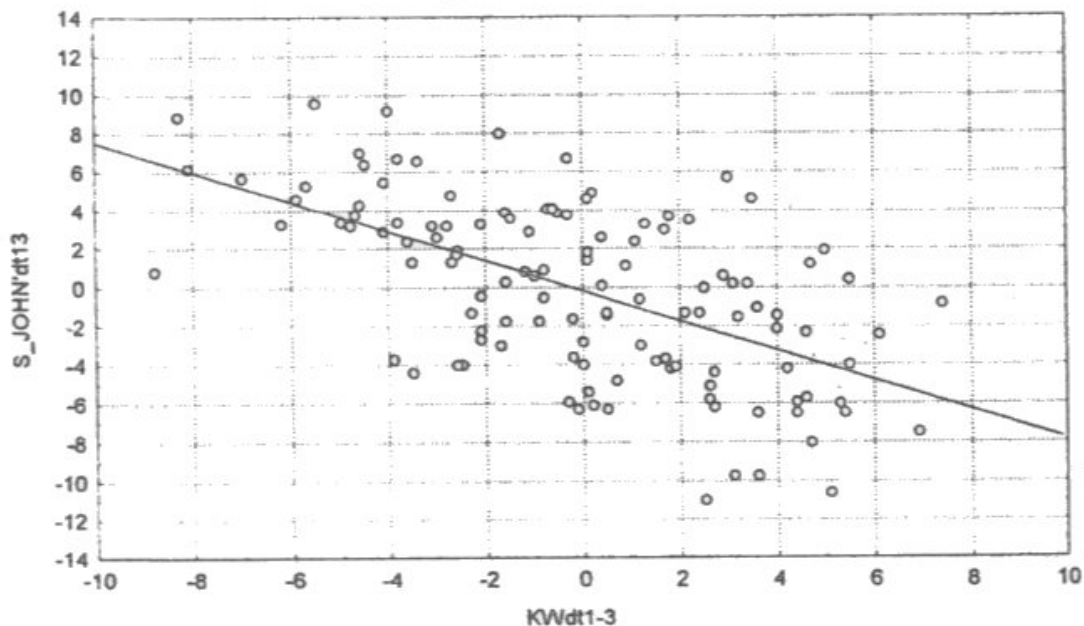
Korelacje między wartościami KWdt1-3 a sumami odchyień temperatur średnich miesięcznych stycznia, lutego i marca danego roku od temperatur wieloletnich (Sdt13) i temperaturami średnimi rocznymi (Tsr) stacji położonych na Labradorze i w jego otoczeniu

Correlations between values KWdt1-3 and the sums deviations of mean temperatures in January, February and March in a given year from many years' temperatures (Sdt13) and mean annual temperatures (Tsr) at station in Labrador and its vicinity

Stacja	Sdt13		Tsr	
	r	p	r	p
Iqaluit	-0.335	0.028	-0.239	0.122
Schefferville	-0.711	0.000	-0.431	0.045
Goose Bay	-0.662	0.000	-0.441	0.017
Port-Aux-Basques	-0.581	0.000	-0.542	0.000
Sable Island	-0.282	0.006	-0.187	0.069

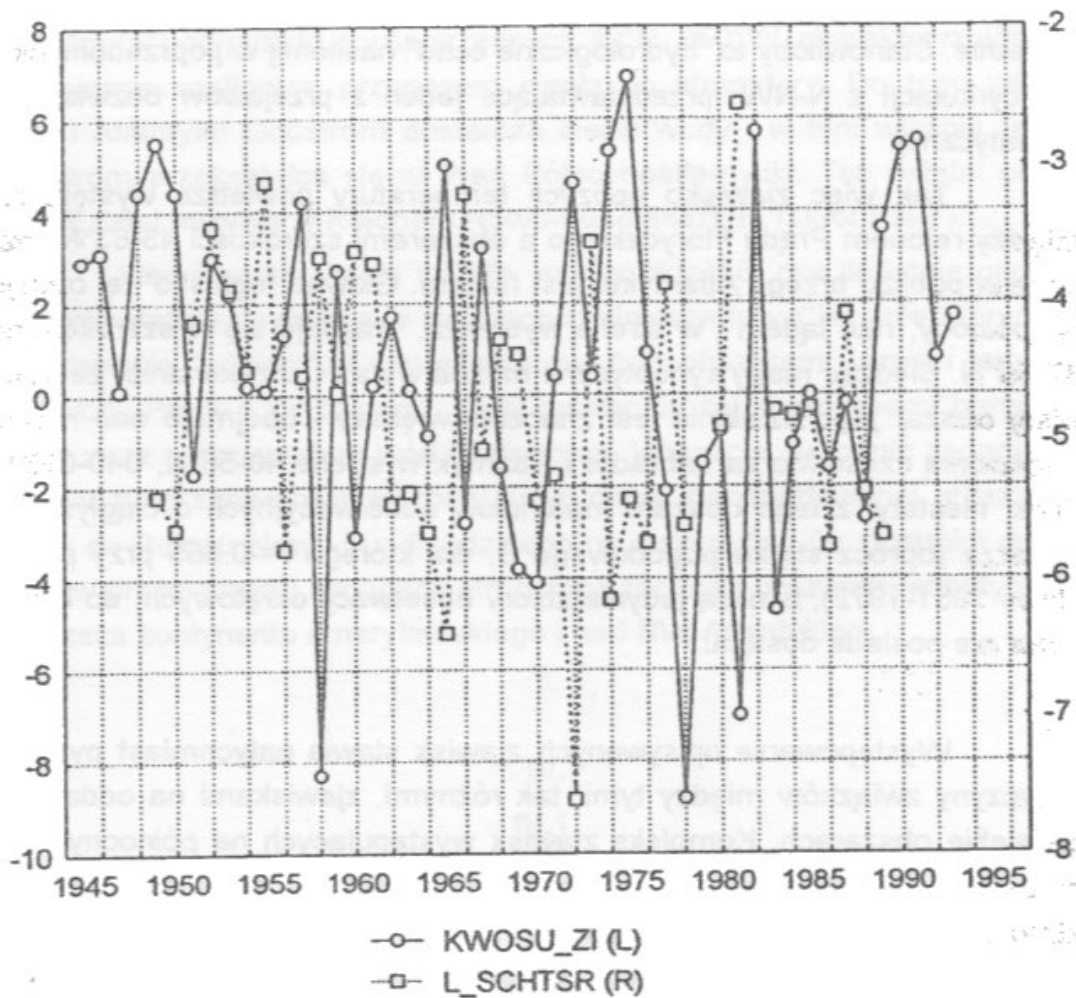
$$r = -0.5894, p < 0.000\ 000$$

$$y = -0,158 - 0,769 \cdot x + \text{eps}$$



Ryc. 4. Związek między sumami odchyień średnich miesięcznych temperatury zimy (01, 02, 03) od średnich wieloletnich w danym roku na stacji S. John's (S_JOHN'Sdt13) a sumą odchyień temperatury zimy w Key West (KWdt1-3) na Florydzie w tym samym roku

Fig. 4. Relation between the sums deviations of mean monthly winter temperature (January, February, March) from mean many year's values in a given year at St. John's station (S_JOHN'Sdt13) and the sum deviation of winter temperature at Key West (KWdt1-3) in Florida the same year



Ryc. 5. Bieg sum odchyleń temperatury zimy (01, 02, 03) od średnich wieloletnich w Key West na Florydzie (KWOSU_ZI (L)) i temperatury średniej rocznej na stacji Schefferville (L_SCHTSR (R)), leżącej w centralnej części Labradoru

Fig. 5. The course of sums deviations of winter temperature (January, February, March) from mean many year's values at Key West, Florida (KWOSU_ZI (L)) and mean annual temperature at Schefferville (L_SCHTSR (R), the central part of Labrador

Być może celowym jest przedstawienie dodatkowego spostrzeżenia pewnego przejawu tej opozycji. Na stacjach położonych blisko linii brzegowej (z omawianych: Sable Is., Port-Aux-Basques) zaznacza się dodatkowy, drugorzędny wzrost korelacji w maju, o dużej istotności statystycznej. Dla Sable Is. majowy współczynnik korelacji między odchyleniem od temperatury średniej miesięcznej a KWdt₁₋₃ wynosi -0.411 przy $p=0.000$, dla Port-Aux-Basques odpowiednio -0.394 i 0.003. Można to interpretować, jako wynik termicznego oddziaływania chłodniejszych i dalej wyniesionych wód

Prądu Labradorskiego w czasie zim, w których $KWdt_{1-3}$ przybierają wartości dodatnie. Stanowiłoby to "hydrologiczne echo" nasilonej w poprzednim okresie cyrkulacji z N-NW, przedstawiające jeden z przejawów bezwładności klimatycznej.

Tak więc zjawisko opozycji temperatury powietrza występującej między rejonem Prądu Florydzkiego a obszarami szerokości $43-63^{\circ}N$, leżącymi w pobliżu brzegu Atlantyku, jest faktem. Główne "ognisko" tej opozycji na północy, nad lądem i w strefie wybrzeża, znajduje się w szerokościach $47-55^{\circ}N$. Śledząc mapy synoptyczne można wyrazić przekonanie, że rzeczy wisty obszar jego działania jest znacznie większy - obejmuje ono również wschodnią część Morza Labrador i Atlantyk w strefie $40-55^{\circ}N$, $040-060^{\circ}W$. Brak, niestety, z tego obszaru materiałów obserwacyjnych o ciągłym charakterze (oprócz statku pogodowego B, dla którego $r=-0.665$ przy $p=0.01$: okres 1951-1972), istnieją jedynie zbiory obserwacji okrętowych, do których autor nie posiada dostępu.

Występowanie opisywanych zjawisk stawia natychmiast pytanie o przyczyny związków między tymi, tak różnymi, zjawiskami na oddalonych od siebie obszarach. Kompleks zjawisk występujących na północnych wybrzeżach Atlantyku posiada niewątpliwie genezę w zmianach cyrkulacji atmosferycznej nad tym obszarem.

Jaki jest, i czy w ogóle istnieje, związek między cyrkulacją atmosferyczną w szerokościach umiarkowanych i subpolarnych nad zachodnim wybrzeżem Północnego Atlantyku a odchyleniami temperatury powietrza od średnich wartości w miesiącach zimowych nad Cieśniną Florydzką?

Analiza cech zjawiska sugeruje, że występująca zależność między kształtowaniem się odchyłeń temperatury powietrza zimą nad Prądem Florydzkim, a występującą opozycją, w stosunku do Cieśniny Florydzkiej, temperatury nad Labradorem i aktywizacją Prądu Labradorskiego posiada swoją przyczynę w mechanizmach klimatyczno-dynamicznego współdziałania kontynentu, oceanu i atmosfery. Dla rozpatrzenia tego współdziałania należy jednak zająć się kilkoma bardziej szczegółowymi, choć wiążącymi się w jedną całość, zagadnieniami.

Rysują się trzy, wzajemnie powiązane przenosem masy, ogniwa transportu ciepła z szerokości tropikalnych do szerokości umiarkowanych. Jest to rejon Cieśniny Florydzkiej - w którym funkcjonuje Prąd Florydzki - zasilający w ciepłe wody Golfstrom, Golfstrom właściwy - transportujący

masy ciepłych wód ku NE i obszar Atlantyku położony w promieniu około 360 Mm (6°) od punktu o współrzędnych 40°N , 050°W , charakteryzujący się niezmiernie nasilonym przenosem ciepła do atmosfery. Do tego właśnie rejonu Atlantyku Golfstrom dostarcza ciepłe wody i w tym właśnie rejonie Golfstrom przekształca się w Prąd Północnoatlantycki. Ten ostatni obszar będzie dalej nazywany Rejonem Nowo-Fundlandzkim (skrót RN-F).

Idąc śladami Posta (1956), należy określić, czy dodatnie odchylenia temperatury powietrza w miesiącach zimowych w Cieśninie Florydzkiej nie stanowią "odbicia" w atmosferze nad tym obszarem wzrostu temperatury wody Prądu Florydzkiego. Dalej należy się zająć procesami transportu ciepła wraz z transportem wód Golfstromu. Wreszcie, wyjaśnić zagadnienie wpływu zwiększonej/zmniejszonej ilości ciepła transportowanej przez Golfstrom do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego na deformację (w stosunku do warunków przeciętnych) cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem atlantyckiego wybrzeża kontynentu amerykańskiego i nad NW Atlantykiem.

IV.

IV.1.

Temperatura wody a temperatura powietrza w Cieśninie Florydzkiej.

Związek anomalii temperatury powietrza z dynamiką Prądu Florydzkiego

Punktem wyjścia rozważań jest obszar Cieśniny Florydzkiej. Jako podstawową stację przyjęto Key West, posiadającą ciąg obserwacyjny temperatury powietrza od roku 1830, przy czym, po okresie wojny secesyjnej ciąg ten jest niemal kompletny (do roku 1993). Ze względu na pewne wątpliwości co do homogeniczności ciągu (przebieg zmian temperatury w latach 1870-1880) porównano go z ciągiem pomiarów tego samego elementu mierzzonego w pobliskiej Habanie (Kuba). Porównanie wykazało zachodzące synchronicznie podobne zmiany.

Analiza związków zachodzących między temperaturą wody powierzchniowej w Cieśninie Florydzkiej a średnimi miesięcznymi wartościami temperatury powietrza w Key West wykazuje pewne korelacje. Najwyraźniejsze korelacje między tymi elementami zachodzą w miesiącach zimowych, gdy temperatura powietrza jest zawsze niższa od temperatury wody. Intensywny przekaz ciepła od powierzchni oceanu do atmosfery powoduje

szybkie podniesienie się temperatury powietrza w momentach, gdy ta, ze względu na chwilowy charakter cyrkulacji atmosferycznej jest znacznie niższa od temperatury wody. W takiej sytuacji, proces przepływu ciepła z oceanu do atmosfery jest bardzo szybki. Położenie stacji Key West powoduje, że powietrze kontynentalne spływające zimą od brzegu kontynentu (z N do NW) ulega nad Zatoką Meksykańską transformacji w powietrze zwrotnikowe morskie i jako takie właśnie dochodzi do tej stacji. Jednak w warunkach bardzo silnych spływów wychłodzonego powietrza znad kontynentu, nie zdąży się ono ogrzać do temperatury normalnej dla powietrza zwrotnikowo-morskiego na tym obszarze.

Związek średnich miesięcznych temperatur powietrza marca (03) notowanych w Key West z temperaturami wody w punkcie 24.0°N, 82.0°W (dane satelitarne z CD-ROM No.994800, Disc 1, GEDEX) z kolejnych lat 1982-1992 (11 lat) jest następujący:

$$tp03 = -17.60 + 1.6672 \cdot tw03 \quad [3]$$

gdzie: tp - średnia miesięczna temperatura powietrza [°C],
tw - średnia miesięczna temperatura wody [°C].

Współczynnik korelacji tego związku R jest równy 0.843, d=71.1%, prawdopodobieństwo przypadkowego uzyskania takiego wyniku (p) < 0.0011.

Podobny związek dla lutego (02) jest:

$$tp02 = -14.89 + 1.5220 \cdot tw02, \quad [4]$$

przy R=0.689, d=47.5% i p<0.0189.

Tego rodzaju zależności pozwalają w uprawniony sposób przyjąć, że bieg średniej miesięcznej temperatury powietrza lutego i marca w Key West jest w istotnej części synchroniczny ze zmianami temperatury wody; wzrostowi temperatury wody towarzyszy wzrost temperatury powietrza, jej spadkowi - obniżka temperatury powietrza.

W styczniu zależność ta nie jest już tak wyraźna, zaś istotność statystyczna związku pozwala na przyjęcie tezy o braku związku (p<0.15).

Jednak nawet w lutym i marcu współczynniki determinacji (d) wskazują, że objaśnienie zmian wielkości średniej miesięcznej temperatury powietrza w Key West przez temperaturę wody nie jest całkowite. Wpływ na zmienność wartości temperatury powietrza posiadają inne jeszcze czynniki. Analiza danych synoptycznych (map dolnych) wykazuje, że zasadniczy wpływ posiada tutaj cyrkulacja atmosferyczna. Wyraźne chwilowe wzrosty temperatury powietrza (zwłaszcza w styczniu) powodowane są przez napływ powietrza miasz z E i NE - z sektora SE, S i SW, czyli ogólnie znad akwenów leżących między Kubą a Bahama i znad Morza Karaibskiego.

Wiatry z tych kierunków przyspieszają bieg Prądu Florydzkiego, przez co przez Cieśninę Florydzką przepływa w jednostce czasu znacznie więcej wody. Przeciętny przepływ przez Cieśninę Florydzką jest szacowany na około $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, jednak Prąd Florydzki charakteryzuje się dużą zmiennością sezonową i międzyroczną. Maksymalne wartości przepływu szacuje się na $25\text{-}30 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (The Encyclopedia..., 1966). Podobne wartości maksymalne podają nowsze badania, oparte na pomiarach instrumentalnych - około $31 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (rok 1972, Sukhovej i in., 1980), $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (rok 1976, Ocean Circulation, 1989).

Można więc sądzić, że wystąpienie dodatnich odchyień od średnich miesięcznych temperatur powietrza w miesiącach zimowych odtwarza jednocześnie lub niejednocześnie dwie przyczyny - wzrost temperatury wody powyżej wartości średniej, lub/i wzrost natężenia cyrkulacji atmosferycznej, powodującej wzrost natężenia Prądu Florydzkiego powyżej normy średniej wieloletniej w tym okresie.

Zmienność temperatury wody powierzchniowej z roku na rok w miesiącach zimowych w Cieśninie Florydzkiej w jednostkach bezwzględnych ($^{\circ}\text{C}$) nie jest znaczna i przeciętnie nie przekracza 2°C , jednak jest to, jak na temperaturę wód w strefie tropikalnej wielkość bardzo duża. Ponieważ wielkości odchyień średnich miesięcznych temperatur powietrza od średniej są często większe od tych wartości, można sądzić, że większą rolę w kształtowaniu odchyień o dodatnim znaku posiadają zmiany cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Key West.

Te fakty pozwalają dokonać interpretacji znaczenia dodatnich odchyień temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych w rejonie Key West. Pojawienie się dodatnich odchyień świadczy o wystąpieniu zmian w cyrkulacji atmosferycznej nad szeroko rozumianym rejonem Morza Karaibskiego w stosunku do wartości przeciętnych, charakteryzującej się zwiększeniem udziału wiatrów wiejących z sektora SE, S i SW. Skutkiem tego

jest również wzmożenie intensywności Prądu Florydzkiego, któremu może (nie musi) towarzyszyć wzrost temperatury prowadzonych przezeń wód. Najprawdopodobniej działanie dodatniej anomalii temperatury powietrza w lutym i marcu posiada charakter iloczynowy - stanowi odbicie jednocześnie wzrostu temperatury wody i wzrostu przepływu, w styczniu - wzrostu wielkości przepływu. Należy jednak pamiętać, że średnia temperatura wody Prądu Florydzkiego jest w styczniu taka sama jak w lutym i marcu (25.3°, CD-ROM No. UETOP 030XB).

Wystąpienie w tym samym okresie ujemnych anomalii świadczy o wyraźnym, znacznie mniejszym od średniego wieloletniego udziale adwekcji z SE, S, SW lub/i o spadku temperatury wody poniżej wartości średniej wieloletniej. W takim przypadku natężenie Prądu Florydzkiego winno być znacząco niższe z zachowaniem temperatury wody bliskiej wartości średniej wieloletniej, lub też jednocześnie obserwować się winno zmniejszenie przepływu Prądu Florydzkiego i obniżenie temperatury wód przezeń prowadzonych.

Należy tutaj wyraźnie stwierdzić, że zarówno wystąpienie odchyień od temperatur średnich miesięcznych powietrza w Key West, jak i następujące w tym samym czasie zmiany aktywności Prądu Florydzkiego są skutkiem zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad szeroko rozumianym rejonem Morza Karaibskiego, nie zaś przyczyną zmian cyrkulacji.

IV.2.

Kształtowanie zwiększonych zapasów ciepła w Golfstronie właściwym i ich transport na północ oraz zakłócenia w transporcie

Wody wypływające z Cieśniny Florydzkiej tworzą Golfstrom właściwy (patrz The Encyclopedia..., 1966, hasło "Gulf Stream"). Wody tego prądu, do Przylądka Hatteras płyną stosunkowo wąską strugą, bardzo szybko, przebywając odległość od profilu Floryda-Kuba do Przylądka Hatteras średnio w ciągu 420 godzin, czyli ~0.6 miesiąca (HO 5412: Routeing Charts: January, February, March). Od Przylądka Hatterass, gdzie Golfstrom odchodzi od stoku kontynentalnego jego prędkość maleje a przepływ wzrasta (między 37 a 39°N) do około $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wody wyniesione przez Prąd Florydzki stanowią ciepłe "jądro" Golfstromu, zajmując jego osiową część i lokując się od powierzchni do głębokości około 200-240 m. Przeciętne prędkości prądu wynoszą około 1.0 w ($0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) i docierają do rejonu położonego wokół

punktu 40°N, 050°W (RN-F) po 2 miesiącach (~1440 godzin). Łączny czas dopłynięcia wody od momentu ich wyjścia z profilu Key West do RN-F wynosi średnio ~2.5÷2.6 miesiąca. Czas ten może ulec przyspieszeniu do około 1.5÷2 miesięcy, gdy zachodzą sprzyjające warunki, lub też ulec znacznemu spowolnieniu (do 3÷3.3 miesięcy), gdy warunki transportu mas wody są niekorzystne. Do zagadnienia tego wróci się nieco dalej.

Można, bez przeprowadzania specjalnego dowodu, przyjąć, że wyrzut zwiększonej ilości wód przez Prąd Florydzki spowoduje wzrost wielkości przepływu wód niesionych w osiowej części Golfstromu. Tym samym wzrasta również zasób ciepła transportowanego w osiowej części Golfstromu. Wzrost ilości ciepła nie musi zaznaczyć się we wzroście temperatury jego wód, przy takiej samej temperaturze wody strumień ciepła będzie proporcjonalny do zwiększonej objętości przenoszonej wody.

Na to właśnie zagadnienie kładzie się szczególny nacisk z tego względu, że wody które docierają wraz z Golfstromem do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego mogą zmieniać zasób ciepła występującego w tym rejonie bez doprowadzania do zarysowania się w polu temperatury wody powierzchniowej wyraźniejszej dodatniej anomalii temperatury wody. Anomalia oczywiście wystąpi, lecz jej stwierdzenie będzie możliwe jedynie poprzez oszacowanie zmian powierzchni objętej poszczególnymi izotermami lub/i drogą badań oceanograficznych (zmiana głębokości zalegania charakterystycznej izohaliny lub też warstwy skoku temperatury), nie będzie jednak manifestować swojej obecności zauważalną podwyżką temperatury wody w punkcie.

Aktywizacja Golfstromu następuje w sytuacji, gdy w rejonie jego działania zaznacza się wzrost częstotliwości występowania i wzrost prędkości wiatrów wiejących z sektorów południowych. Rośnie wtedy udział składowej przenosu dryfowego i częściowo ekmanowskiego w tym prądzie (zwłaszcza przy wiatrach SE). Sytuacja taka ma miejsce, gdy gradient baryczny jest duży, izobary układają się w przybliżeniu południkowo, zaś nad kontynentem ciśnienie jest niższe niż nad oceanem. Odwrotny układ znaków wartości ciśnienia (wyższe ciśnienie nad kontynentem) prowadzi do zmniejszenia prędkości przenosu powierzchniowych wód w Golfstromie.

Takiego rodzaju zmiany wynikają z klimatycznego współdziałania oceanu, atmosfery i kontynentu. Wyznaczają one sezonową zmienność Golfstromu, który wykazuje maksimum roczne w sezonie letnim (lipiec - sierpień), minimum - w grudniu (Sukhovej i in., 1980).

Z pewnym uproszczeniem stopień aktywizacji Golfstromu może charakteryzować wielkość różnic ciśnienia atmosferycznego (średnie miesięczne) między Bermudami a Cape Hatteras. Stwierdzenie "z pewnym przybliżeniem" ma to uzasadnienie, że wartość średnia miesięczna często w niewielkim stopniu przystaje do kolejnych obrazów synoptycznych, które się na nią składają. Dodatkową komplikacją jest fakt, że odległość między Bermudami i Cape Hatteras jest znaczna i niekiedy centrum układu wysokiego ciśnienia leży na zachód od Bermudów, powodując występowanie dużego gradientu, zaś Bermudy leżą już w obszarze niższego ciśnienia. W takich sytuacjach wielkość różnicy ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras nie charakteryzuje rzeczywiście występującego przenosu powietrza w tej strefie. Układ osi biegu izobar może przy podobnych różnicach ciśnień wykazywać różną orientację, co również będzie miało wpływ na rzeczywiste oddziaływanie atmosfery na powierzchnię oceanu. Tym nie mniej, mimo wszystkich tych zastrzeżeń, różnica ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras pozostaje jedyną istotniejszą miarą o cechach klimatologicznych, choćby ze względu na fakt, że poza Bermudami brak tu innej stacji pomiarowej. Z drugiej strony, poczynione uwagi wyjaśniają, że związki między stopniem aktywności Golfstromu a różnicami ciśnienia na linii Bermudy - Cape Hatteras nie mogą być zbyt ściśle.

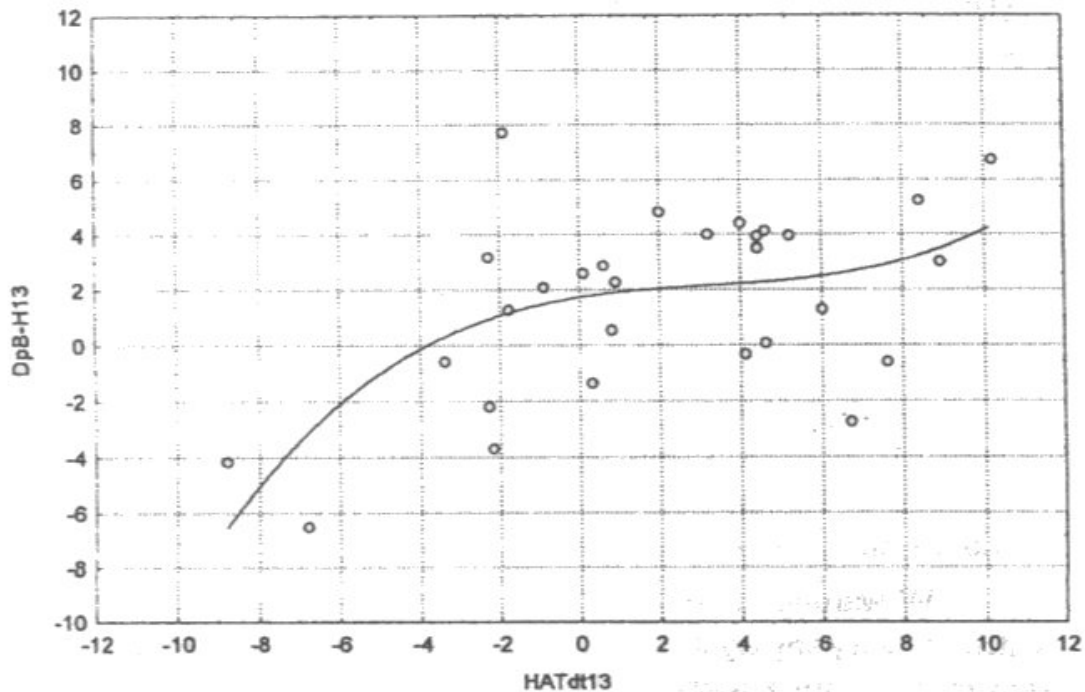
Patrząc ogólnie na kształtowanie się różnic ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras nie trudno zauważyć, że uzależnione one są w pewnym stopniu od temperatury panującej nad kontynentem Ameryki Północnej. Wystąpieniu dużych ujemnych anomalii temperatury nad środkową częścią wschodniego wybrzeża Stanów Zjednoczonych z reguły towarzyszy wystąpienie dodatnich anomalii ciśnienia atmosferycznego. Powoduje to występowanie w strefie Golfstromu silnych i długotrwałych wiatrów z sektora NW, zmniejszających jego aktywność.

Analiza związków między sumami średnich miesięcznych odchylenia ciśnienia (Bermuda minus Hatteras) okresu 01-03 od średnich wieloletnich wartości ciśnienia (29 lat, ciąg 1922-1950) dla tych samych miesięcy, a wielkością odchylenia sum temperatury okresu 01-03 na Cape Hatteras od średnich wieloletnich, wykazuje istnienie średnio silnego związku korelacyjnego o dużej istotności. Współczynnik korelacji liniowej R wynosi tu 0.509 ($d=5.9\%$) przy $p<0.0048$, co oznacza, że wraz ze spadkiem temperatury w okresie 01-03 nad Cape Hatteras, różnice ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras początkowo maleją, a następnie rosną. W rzeczywistości związek ten jest nieliniowy (ryc. 6), dopiero duże spadki temperatury nad

kontynentem powodują odwrócenie znaków układu ciśnienia. Wielkość sum odchyłeń ciśnienia okresu 01-03 Bermuda - Hatteras od wielkości wieloletnich ($DpB-H1-3$) wynoszących $+1.56$ hPa można aproksymować funkcją:

$$DpB-H1-3 = 1.73 + 0.221(DtH1-3) - 0.042(DtH1-3)^2 + 0.004(DtH1-3)^3, \quad [5]$$

gdzie: $DtH1-3$ - suma odchyłeń temperatur średnich miesięcznych 01, 02, 03 na stacji Cape Hatteras od wartości średnich miesięcznych wieloletnich, której $\beta=0.599$ ($d=35.8\%$).



Ryc. 6. Związek między sumą odchyłeń temperatur miesięcznych zimy (01, 02, 03) w Cape Hatteras danego roku od średnich wieloletnich ($HATdt13$) a sumą odchyłeń różnic ciśnienia między Bermudami a C. Hatteras okresu zimowego (01, 02, 03) w tym samym roku (dane z lat 1922-1950, 29 lat)

Fig. 6. Relation between the sums deviations of winter temperatures (January, February, March) on Cape Hatteras in a given year from mean many year's values ($HATdt13$) and the sums deviations of the pressure differences between the Bermuda Islands and Cape Hatteras in winter (January, February, March) the same year (data from 1922-1950, 29 years)

Określenie tego związku posiada znaczenie ze względu na fakt, że pomiary ciśnienia na Bermudach mają bardzo liczne przerwy, ponadto części ciągu (za wyjątkiem okresu 1922-1950) są obarczone poważnymi błędami.

mi. Pomiary temperatury na stacji Cape Hatteras posiadają ciąg 1875-1990 (0.1% braków), ciśnienia 1881-1990 (0.9% braków). Dane z Hatteras, mimo małej ścisłości związku [5] pozwalają wyjaśnić pewne fakty, o których mowa będzie dalej.

Przy dużych ujemnych różnicach ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras (czyli w sytuacji, gdy ciśnienie w rejonie Cape Hatteras jest większe niż na Bermudach) w okresie 01-03 dochodzi do wyraźnego obniżenia przenosu w Golfstronie. W latach 1922-1950 miało to miejsce w roku 1941 ($DpB-H_{1-3} = -6.50$ hPa) i 1940 ($DpB-H_{1-3} = -4.16$ hPa). Sytuacje, w których miało miejsce wystąpienie silnego odchylenia dodatniego, intensyfikującego przenos Golfstromu, wystąpiły w tym okresie w latach: 1926 ($DpB-H_{1-3} = +7.74$ hPa), 1950 ($DpB-H_{1-3} = +6.73$ hPa) i 1939 ($DpB-H_{1-3} = +5.24$)³.

Wielkość przekazu ciepła od oceanu do atmosfery w jednostce czasu jest funkcją trzech czynników: różnic temperatury między wodą a powietrzem, prędkości wiatru nad wodą i różnic prężności pary wodnej w temperaturze powierzchni morza i prężności aktualnej w powietrzu nad wodą. Przenos ciepła jawnego jest funkcją różnic temperatury wody i powietrza oraz prędkości wiatru, przenos utajonego ciepła parowania - funkcją różnic prężności pary wodnej i prędkości wiatru. Im różnice temperatury wody i powietrza są wyższe oraz im większe są różnice prężności, tym przenos ciepła z oceanu do atmosfery jest bardziej intensywny. Podobnie wielkość przenosu ciepła z oceanu do atmosfery rośnie wraz z prędkością wiatru.

W warunkach wzrostu ciśnienia i spadku temperatury nad kontynentem, intensywny wpływ mas chłodnego i suchego powietrza kontynentalnego (silne wiatry z N-NW) nad ciepłe wody powoduje równie intensywny przekaz ciepła z oceanu do atmosfery. W rezultacie straty ciepła z Golfstromu są duże, powoduje to zmniejszenie zasobów ciepła w wodzie. Proces przekazu ciepła do atmosfery skutkuje wzrostem natężenia cyklonogenezy nad Golfstromem, jednak tym procesem zajmujemy się nieco dalej. Dłuższy przenos wód kontaktujących się z atmosferą, nawet w warunkach anemometrycznych niewiele odbiegających od średnich, również prowadzi do zwiększonych strat ciepła w wodach.

³ Wymienione lata okresu 1922-1950 wskazują wyraźnie na związki omawianych tu procesów ze stopniem surowości zimą w basenie Morza Bałtyckiego i w Skandynawii.

W przypadku, gdy ciśnienie jest większe w rejonie Bermudów, następuje nad Golfstrom napływ ciepłego powietrza zwrotnikowo-morskiego z niższych szerokości (S, SE). Powietrze to charakteryzuje się wysokimi wartościami temperatury punktu rosy. W tym przypadku przepływ ciepła z oceanu do atmosfery w rejonie osiowej, najcieplejszej części Golfstromu będzie niewielki, tym samym straty ciepła wód - małe lub umiarkowane.

Tak więc nie sama wielkość odchylenia sum temperatur okresu 01-03 w rejonie Key West świadczy o ilości ciepła dostarczanego wraz z wodami do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego Atlantyku. Przy sprzyjających warunkach przenosu w Golfstromie nawet mniejsze ilości ciepła dotrą do RN-F wcześniej i z mniejszymi stratami, przy działaniu warunków niesprzyjających ich dotarcie do RN-F nastąpi później, a zasoby ciepła w wodach będą odpowiednio mniejsze.

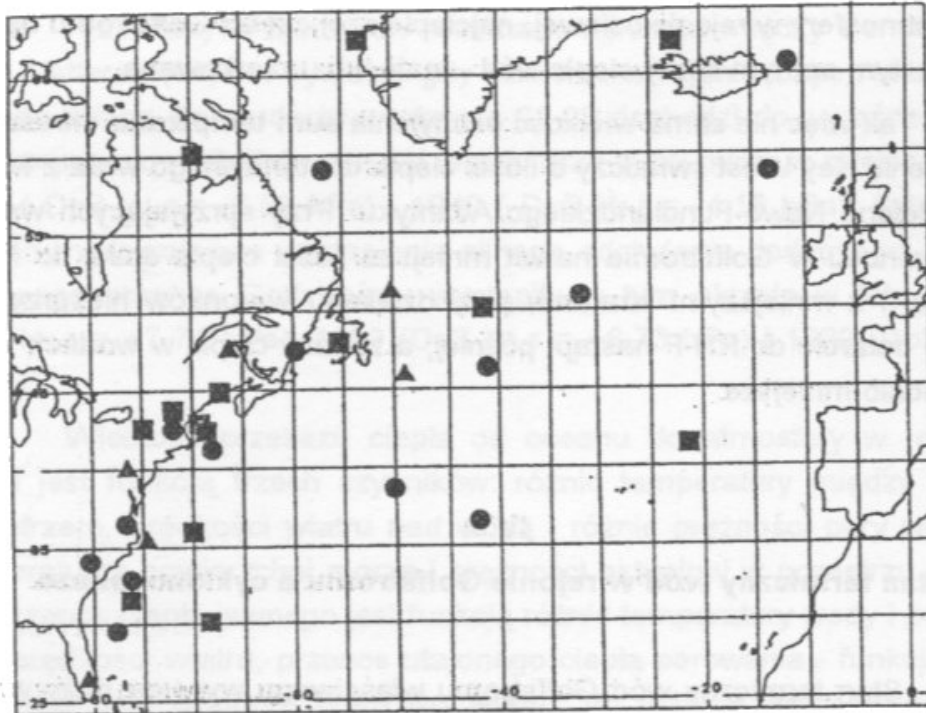
IV.3.

Stan termiczny wód w rejonie Golfstromu a cyklonogeneza

Stan termiczny wód Golfstromu właściwego wywiera duży wpływ na rozmiary cyklonogenezy zachodzącej w strefie nadmorskiej kontynentu i strefie wód położonych w pobliżu wybrzeża. Wzrost temperatury wód Golfstromu powoduje wzrost kontrastów termicznych między obszarami morskimi a obszarami kontynentu. Kontrasty te maksymalne rozmiary osiągają zimą. Ponieważ przenos ciepła od oceanu do atmosfery nad wodami sięga do środkowej troposfery (500 hPa, Golubev, 1975), na poziomach od 850 do 500 hPa rysuje się silna baroklinowość, sprzyjająca powstawaniu układów niżowych.

W przypadku gdy temperatura wody w Golfstromie jest relatywnie wysoka i zasoby ciepła duże, nawet okresowy intensywny wpływ chłodnych mas powietrza znad kontynentu i związany z tym intensywny pobór ciepła z wody nie powoduje wyraźniejszego wychłodzenia wód i duże poziome gradienty temperatury między kontynentem a oceanem w strefie wybrzeża utrzymują się do końca marca. W związku z tym układy niżowe w tej strefie rozwijają się do końca zimy, przez co ich liczba jest znaczna. Okres zimowy charakteryzuje się bardziej intensywną cyklonogenezą niż przeciętnie. Wyraźniejszy wzrost intensywności cyklonogenezy zaznacza się w takich sytuacjach w strefie bliskiej linii brzegowej (zarówno nad morzem, jak i nad kon-

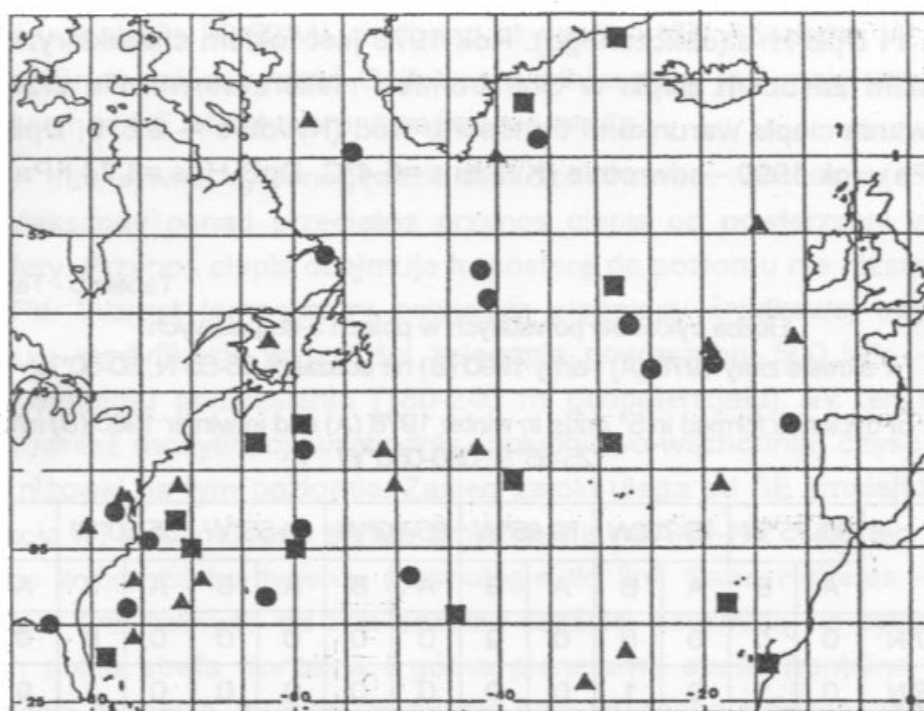
tymentem) a cyklonogeneza obejmuje również strefę szerokości 40-50°N (ryc. 7):



Ryc. 7. Cyklonogeneza nad Północnym Atlantykiem zimą w roku zwiększonych zasobów ciepła w Golfstronie (rok 1982, $KWdt_{1-3}=+5.7$, $DpB-H_{1-3}=+0.91$). Miejsca cyklonogenezy (rejon wystąpienia 1 zamkniętej izobary układu niskiego ciśnienia na mapie dolnej) w styczniu (kółka), lutym (trójkąty) i marcu (kwadraty) 1982 roku ($KWdt_{1-3}$). Widoczne skupienie rejonu cyklonogenezy wzdłuż wschodniego wybrzeża USA

Fig. 7. Cyclogenesis over the North Atlantic during winter in year with increased heat resources in the Gulf Stream (year 1982, $KWdt_{1-3}=+5.7$, $DpB-H_{1-3}=+0.91$). Places of cyclogenesis (the region where one depression isobar line is closed on the lower map) in January - circles, February - triangles, and March - squares 1982 ($KWdt_{1-3}$). There is clear concentration of cyclogenesis region along the eastern coast of the USA

Jeśli zasób ciepła Golfstromu jest niewielki, układy niżowe w strefie wybrzeża tworzą się tylko w początku zimy (w styczniu), później zasoby ciepła ulegają częściowemu wyczerpaniu, kontrasty termiczne między oceanem a kontynentem maleją i cyklonogeneza w strefie przybrzeżnej ustaje, przenosząc się dalej na wschód - w rejon Morza Sargassowego. Liczba powstających układów w okresie zimy nad tym obszarem wyraźnie się zmniejsza (ryc. 8).



Ryc. 8. Miejsca cyklonogenezy nad Północnym Atlantykiem zimą, w roku którym zasoby ciepła w Golfstronie są niskie. Rok 1988, $KWdt_{1-3} = -2.7$, $DpB-H_{1-3} = +1.02$. Oznaczenia jak na ryc. 7

Fig. 8. Places of cyclogenesis over the North Atlantic during winter in a year when the heat resources in the Gulf Stream are low 1988, $KWdt_{1-3} = -2.7$, $DpB-H_{1-3} = +1.02$. Same symbols as in Fig. 7

Przy niższych temperaturach wody powierzchniowej i zmniejszonej intensywności Golfstromu w czasie całej zimy tworzy się nad omawianym obszarem mniej niż 10 układów niżowych, i to zazwyczaj w pierwszej połowie zimy. Dodatkowo następuje wtedy zmiana obszaru cyklonogenezy. W sytuacji niskich temperatur wód w Golfstronie rejon występowania dużych poziomych gradientów termicznych zajmuje położenie bardziej południowe, przez co obszar najintensywniejszej cyklonogenezy dodatkowo przemieszcza się również w niższe szerokości (25-35°N).

Jako ilustracja tych faktów może służyć zestawienie liczby układów cyklonalnych powstałych nad obszarem 25-55°N, 80-50°W w okresie zim (01,02,03) lat 1978 i 1990, zebranych w tabeli 5. Dane te są zestawione dla pól o rozmiarach 5 x 5°, źródłem jest analiza map dolnych pola ciśnienia stycznia, lutego i marca lat 1978 i 1990 (CD-ROM Global Historical Fields, 2 mapy na dobę).

Zimy te charakteryzują się silnym zróżnicowaniem wielkości KWdt₁₋₃ i DpB-H₁₋₃ (obliczonego). Rok 1978 jest rokiem charakteryzującym się niskim zasobem ciepła w Golfstronie i niekorzystnymi dla przenosu i zachowania ciepła warunkami transportu wód (KWdt₁₋₃ = - 8.8°C, DpB-H₁₋₃ = -5.1 hPa), rok 1990 - odwrotnie (KWdt₁₋₃ = 5.4°C, DpB-H₁₋₃ = 3.74 hPa).

Tabela 5 - Table 5

Liczba cyklonów powstałych w polach 5-stopniowych w okresie zimy 1978 (A) i zimy 1990 (B) na obszarze 25-55°N, 80-50°W

Number of cyclones formed in 5° grids in winter 1978 (A) and in winter 1990 (B) in the area 25-55°N, 080-050°W

	80-75°W		75-70°W		70-65°W		65-60°W		60-55°W		55-50°W		Σ	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
55-50°N	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2
50-45°N	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3
45-40°N	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	2	1	2	3
40-35°N	0	3	0	3	1	0	0	0	1	1	0	1	2	8
35-30°N	1	1	2	0	2	1	1	1	0	0	0	0	6	3
30-25°N	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Σ	2	6	3	5	3	3	1	1	1	1	2	3	12	19

Analiza danych w tabeli 5 wskazuje, że największe różnice w ilości i lokalizacji obszarów cyklonogenezy w pobliżu wybrzeża amerykańskiego zachodzące w takt zmian intensywności Golfstromu mają miejsce w strefie długości geograficznych 80-65°W. Dalej na wschód od 65°W (Nowa Szkocja) nie obserwuje się wpływu zmian stanu termicznego Golfstromu na intensywność cyklonogenezy.

W skali całego północnego Atlantyku i jego obrzeża (obszar 25-65°N, 080-005°W) różnice w liczbie tworzących się cyklonów w zależności od intensywności i stanu termicznego Golfstromu właściwego w styczniu, lutym i marcu nie są znaczące (np. w roku 1978 - 26 układów niżowych, w 1990 - 31). Wyraźnie zmienia się jednak geografizm rejonów cyklonogenezy. Zimy o dużej intensywności Golfstromu charakteryzują się osłabieniem cyklonogenezy nad wschodnią częścią Północnego Atlantyku, zwłaszcza w strefie długości 025°W - 005°W w stosunku do przeciętnego natężenia tego

zjawiska, przy jednoczesnym wyraźnym wzroście liczby tworzących się cyklonów w strefie 80-50°W, czyli nad akwenami NW Atlantyku. W czasie zim, w których intensywność Golfstromu właściwego jest mniejsza, cyklonogeneza nad NE Atlantykiem wyraźnie się nasila.

Intensywnej cyklonogenezie nad Golfstromem właściwym towarzyszy zwiększony ponad przeciętną przenos ciepła od powierzchni wód do atmosfery. Przenos ciepła obejmuje troposferę do poziomu nie niższego niż 500 hPa. Wzrost temperatury powietrza sięgający środkowej troposfery powoduje modyfikację wysokości zalegania powierzchni 500 hPa - ulega ona wydatnemu podniesieniu (180-240 m geopotencjału). W ten sposób ulega również modyfikacji wschodnia (południowo-wschodnia) część górnej zatoki niżowej na tym poziomie. Zasięg zatoki ulega od SE zmniejszeniu a orientacja jej wschodniego skraju zmienia się na SW-NE, biegnąc równolegle do wybrzeża kontynentu (równolegle do linii Cape Hatteras - Nowa Szkocja). Tym samym, na tym odcinku częściej pojawiają się sytuacje, w których dolna strefa frontalna i górna planetarna strefa frontalna biegną równolegle do siebie, a układ strumienia prowadzącego sterującego ruchem układów niżowych, staje się tego rodzaju, że trajektorie centrów cyklonów przybierają kierunek równoległy do linii brzegowej, biegnąc od rejonu powstania niżu w kierunku na Nową Szkocję - Nową Fundlandię. Rośnie w ten sposób udział składowej południkowej ruchu układów niżowych. Tego rodzaju sytuacje sprzyjają wystąpieniu silnej dywergencji w górnej i środkowej troposferze (prąd strumieniowy), a powstałe i przemieszczające się na NE układy niżowe uzyskują warunki do bardzo szybkiego pogłębiania się.

W warunkach wzrostu zasobów ciepła na Golfstromie właściwym ponad przeciętną takie sytuacje synoptyczne, o czasie trwałości 2-3 dób, pojawiają się co kilka dni.

Słabszy przenos ciepła od powierzchni oceanu do atmosfery skutkuje nie tylko osłabieniem cyklonogenezy ale również mniejszym i wolniejszym wzrostem temperatury na poziomie 500 hPa. W związku z tym sytuacje opisane poprzednio (charakterystyczne dla intensywnego przenosu ciepła) pojawiają się rzadko, z reguły występując tylko w początku zimy. Zasięg górnej zatoki niżowej (fali) na poziomie 500 hPa sięga w rejonie szerokości 30-40°N dalej na wschód. W rezultacie, powstające po wschodniej stronie tej zatoki układy niżowe przemieszczające się na NE nie wychodzą nad Nową Fundlandię, lecz znacznie dalej od niej na wschód - między długością 040 a 030°W na szerokości 50-55°N, kierując się dalej w zależności od układu strumienia prowadzącego.

W latach obniżonej aktywności Golfstromu właściwego takie sytuacje zdecydowanie dominują i udział składowej południkowej w ruchu układów się zmniejsza.

W ten sposób zmienna aktywność cieplna Golfstromu właściwego reguluje nie tylko rozmiary cyklonogenezy (liczbę tworzących się układów niskiego ciśnienia) nad NW Atlantykiem, ale również zmienia rejony ich powstawania oraz wywiera wpływ na elementy ruchu układów i prędkość ich pogłębiania się. W zależności od wielkości zasobów ciepła w Golfstromie zmianom ulega charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad NW Atlantykiem.

IV.3.

Rejon Nowo-Fundlandzki Atlantyku i jego oddziaływanie na cyrkulację atmosferyczną w warunkach zmiennego zasilania przez wody Golfstromu i Prądu Labradorского

Rejon Nowo-Fundlandzki Atlantyku zdefiniować można, jako powierzchnię, której centrum wyznaczają współrzędne 40°N , 050°W , rozciągającą się w promieniu około 360 Mm (6°) od centrum.

Obszar centralnej części RN-F stanowi końcowy odcinek Golfstromu właściwego, niekiedy w literaturze nazywany jest "delta Golfstromu" (Baryševskaya i Šinkevič, 1979). W tym rejonie następuje podział wód Golfstromu między Prąd Północnoatlantycki kierujący wody na ENE-NE a południową gałąź Golfstromu, kierującą wody na S, do NE części Morza Sargassowego. Rozdział wód Golfstromu między Prąd Północnoatlantycki a południową gałąź Golfstromu następuje w zależności od kształtującej się nad obszarem RN-F cyrkulacji atmosferycznej, sterowanej (w sensie klimatycznym) przez położenie Niżu Islandzkiego oraz intensywność samego Golfstromu (Baryševskaya i Šinkevič, 1979). Powierzchniowy zasięg Prądu Północnoatlantyckiego już od dawna przyjęto wyznaczać jako strefę rysującą się we wschodniej części RN-F lokującą się między izotermami 10 a 15°C (Ponomarenko, 1963), wody kierujące się do Morza Sargassowego posiadają temperaturę wyższą od 15°C w ciągu całego roku.

W RN-F obserwuje się maksymalne na Atlantyku poziome gradienty temperatury wody powierzchniowej. Obraz taki dobrze ilustrują mapy satelitarne rozkładu średnich miesięcznych temperatur wody powierzchniowej (P.N. Schweitzer, 1992; CD-ROM No. UETOP 030XB, Modern Average

Global Sea-Surface Temperature), przewyższające wszystkie znane dotąd autorowi materiały kartograficzne.

Na południku 052°W w strefie 30-38°N poziomy gradient temperatury powierzchni wody w miesiącach zimowych (01, 02, 03) wynosi 3.40-3.50 deg, to jest około 0.42-0.44 deg na 1°φ. W strefie 40-44°N poziomy gradient temperatury wody wynosi 11-13 deg, co odpowiada spadkowi 2.75-3.25°C na 1°φ. Dalej na północ, w strefie 44-60°N na tym południku, poziomy gradient ponownie maleje, wynosząc od 0.125 do 0.150 deg na 1°φ. Taki rozkład temperatury wody na powierzchni odtwarza przebieg frontu hydrologicznego, tworzącego się między ciepłymi wodami tropikalnymi Golfstromu a chłodnymi masami wodnymi formującymi się w szerokościach subarktycznych.

Wzrost intensywności Golfstromu skutkuje przesunięciem strefy frontalnej ku północy i zarysowaniem dodatnich anomalii temperatury wody powierzchniowej w południowej i środkowej części obszaru RN-F. W latach, w których w okresie zimy obserwuje się współwystępowanie zwiększonego udziału cyrkulacji z SE, S i SW w rejonie Morza Karaibskiego i dużych, dodatnich różnic ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras, na południe od strefy frontu hydrologicznego tworzą się masywne anomalie temperatury wody powierzchniowej. Rozmiary osi dłuższych pól tych anomalii przekraczają 4° (240 Mm) a średnie miesięczne wielkości termoizoanomalii są większe od 2 deg.

Zimą, osłabienie intensywności Golfstromu przejawia się przede wszystkim zmniejszeniem średnic pól dodatnich anomalii i obniżeniem wartości termoizoanomal do 1.0-0.5 deg w początku zimy, następnie zanikiem anomalii dodatnich i pojawieniem się w ich miejsce niewielkich anomalii ujemnych. W ten sposób odbijają się na kształtowaniu pola temperatury wody w RN-F zmiany intensywności Golfstromu i warunków transportu w samym Golfstromie, sygnalizowane w rozdziale IV.2.

W północnej części RN-F zaznacza się aktywne działanie Prądu Labradorskiego, wynoszącego chłodne wody z Cieśniny Davisa i Morza Labrador. Zimowe temperatury wód powierzchniowych tego prądu często są bliskie temperaturze zamarzania (-1.8°C). Przeciętnie oś Prądu Labradorskiego zimą na południku 052°W lokuje się w szerokościach 46-50°N.

Jednak pod wpływem zmian cyrkulacji atmosferycznej położenie osi Prądu Labradorskiego i jego zasięg ulega częstym i znacznym zmianom - nasilenie intensywności Prądu Labradorskiego prowadzi często do wyraź-

nego przesunięcia strefy frontu hydrologicznego na południe i silnego wzrostu poziomych gradientów temperatury wód na powierzchni. Wychłodzone wody zaczynają się wtedy również rozprzestrzeniać na południe, wciskając się między ciepłe wody Golfstromu a brzeg kontynentu. Wzdłuż wybrzeża kontynentu - od rejonu Cieśniny Cabota w kierunku Cape Hatteras - pojawia się wtedy na obszarze wód przybrzeżnych silna (do -3 deg) ujemna anomalia temperatury. Skutkiem tego wody Golfstromu w strefie przybrzeżnej na południe od Cape Hatteras mają utrudniony odpływ i stopniowo zaczyna w strefie przybrzeżnej narastać dodatnia anomalia temperatury. Maksimum osiąga ona w marcu, czyli w okresie, w którym wychłodzone wody przemieszczające się na południe osiągają skrajne rozprzestrzenienie⁴.

Jeszcze większe zmiany położenia frontu hydrologicznego spowodowane wtargnięciami wychłodzonych wód Prądu Labradorskiego obserwuje się poniżej warstwy wód powierzchniowych (200 i niżej metrów). W skrajnych wypadkach może dojść do przerwania ciągłości antycyklonalnego kręgu ciepłych wód Golfstromu. Sytuacje takie opisuje Sukhovej (1977), tutaj jednak nie będziemy się zajmowali tym zagadnieniem, mimo, że posiada ono również niewątpliwy wpływ na kształtowanie się warunków klimatycznych w dużej skali czasowej.

Oslabienie intensywności Prądu Labradorskiego powoduje, jeśli w tym czasie nurt Golfstromu jest słabszy, przesunięcie się granicy frontu hydrologicznego na północ, co nadal sprzyja utrzymywaniu się strefy dużych poziomych gradientów temperatury wody, lecz już w innym miejscu. Jednak, co może znacznie ważniejsze - nie dochodzi do wciskania się wychłodzonych wód od NE na obszar szelfu północno-amerykańskiego i na tych akwenach nie pojawiają się ujemne anomalie temperatury wody, lub też pojawiają się słabe anomalie dodatnie ($+0.5 \div 1.5$ deg).

Wszystko to razem powoduje, że obszar RN-F stanowi nie tylko rejon, w którym obserwuje się wyjątkowo duże poziome gradienty temperatury wody na powierzchni, ale również wyjątkową, jak na warunki oceaniczne, międzyroczną zmienność temperatury wody powierzchniowej. Zimą (styczeń, luty, marzec) zmienność ta przekraczać może $6-8^{\circ}\text{C}$.

⁴ Byłby to więc skutek wzmożonej intensywności Prądu Labradorskiego, dla którego charakterystyczny jest wzrost liczby gór lodowych notowanych na S od 48°N , nie zaś przyczyna, jak pojmował to Post (1956), zwiększenia liczby gór lodowych na S od 48 równoleżnika.

Rejon Nowo-Fundlandzki Atlantyku stanowi jedną z trzech stref energoaktywnych, wyznaczanych na tym oceanie (obok szeroko rozumianego akwenu Zatoki Gwinejskiej i rejonu Morza Norweskiego; patrz Savčenko, Nagurnyj, 1987), charakteryzujących się bardzo dużymi wielkościami strumienia ciepła przekazywanego z powierzchni oceanu do atmosfery. Wielkość przekazu ciepła do atmosfery w tym obszarze oceanu posiada znaczenie dla kształtowania się długo- i krótkookresowego rozkładu ciśnienia atmosferycznego w skali przynajmniej półkuli północnej, jeśli nie globalnej. Dowodzą tego, między innymi, badania modelowe (hydrotermodynamiczne) Savčenko i Nagurnego (1987) oraz wyniki badań empirycznych Sukhovej (1977). Podobnie, wielkość przekazu ciepła z tego akwenu do atmosfery posiada wpływ, poprzez modyfikację charakterystyk fal Rosby'ego, na modyfikację przepływu potoku zachodniego w średniej troposferze (Hartmann, 1992, Suševskaya, 1975).

Badania Sukhovej (1977) nad intensywnością przekazu ciepła z oceanu do atmosfery wykazały, że w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego zachodzą, w przekrojach średnich miesięcznych, stosunkowo ściśle i najsilniejsze w skali Północnego Atlantyku związki między anomaliami przekazu ciepła do atmosfery, a anomaliami temperatury wody. Izokorelaty (I_k) między oboma rodzajami anomalii wynoszą tu $0.6 < I_k < 0.5$, gdy nad pozostałymi częściami Północnego Atlantyku mieszczą się w granicach od $+0.3$ do -0.1 . Izokorelaty między anomaliami przenosu ciepła do atmosfery, a anomaliami temperatury powietrza w RN-F wykazują bardzo dużą zmienność przestrzenną, wynosząc od -0.15 w centralnych, południowych i zachodnich częściach rejonu do -0.4 w części wschodniej i -0.5 w części północnej. Nad całym zaś RN-F izokorelaty między anomaliami miesięcznych sum przekazu ciepła z oceanu do atmosfery a anomaliami średnich miesięcznych prędkości wiatru wynoszą od $< +0.6$ w północnej części do $< +0.5$ w południowej części, przy średniej $+0.5 > I_k > +0.6$ w częściach środkowej i zachodniej.

Oznacza to, że w odróżnieniu od pozostałych części Północnego Atlantyku, w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego anomalie wielkości przenosu ciepła do atmosfery silnie związane są z występowaniem anomalii temperatury wody powierzchniowej, przyjmując ten sam znak co anomalie temperatury wody. Rola adwekcji chłodu nad wody tego rejonu w kształtowaniu anomalii przenosu ciepła jest stosunkowo niewielka i bardzo duże znaczenie posiada jedynie w jego północnej części. Zarówno nad częścią północną jak i południową RN-F anomalie w kształtowaniu

przenosu ciepła z oceanu do atmosfery silnie uzależnione są od anomalii prędkości wiatru.

Z tych przyczyn podstawową rolę w kształtowaniu procesów atmosferycznych nad południową częścią Rejonu Nowo-Fundlandzkiego posiada ustrój termiczny powierzchni jego wód i zasobów ciepła w wodach podpowierzchniowych, zaś nad północną częścią - adwekcje powietrza znacznie zimniejszego od wody.

Bezpośrednie sąsiedowanie dwu odmiennie funkcjonujących obszarów w RN-F, w warunkach istnienia wychłodzonego kontynentu położonego na zachód od tego rejonu, stwarza warunki dla działania niezwykle sprawnego mechanizmu przekazu ciepła z oceanu do atmosfery. W okresie zimy, praktycznie każda adwekcja mas powietrza nad obszar południowy RN-F powoduje powstanie sytuacji, w której temperatura wody jest wyższa od temperatury powietrza. Układy niskiego ciśnienia przemieszczające się nad strefą występowania wód wykazujących temperaturę wyższą od normy, dzięki intensywnemu przekazowi ciepła do atmosfery pogłębiają się silniej a spadki ciśnienia w jednostce czasu są większe. Rośnie dzięki temu i średnica układów niżowych, które, jeśli nawet wcześniej nie sięgały kontynentu, teraz sięgają (rejonu Nowej Szkocji i Zatoki Świętego Wawrzyńca). Powoduje to napływ nad obszar dodatnich anomalii temperatury wody powietrza znacznie chłodniejszego od wody - i w konsekwencji - wzmożenie intensywności poboru ciepła z powierzchni wód oraz dalsze, niezmiernie intensywne spadki ciśnienia. Zaczyna działać dodatnie sprzężenie zwrotne, prowadzące do dalszego wzrostu gradientów barycznych w układach niżowych i wzrostu ich średnicy. Regułą są w takich sytuacjach spadki ciśnienia w układach niżowych z 1010-1000 hPa do 980-970 hPa zachodzące w ciągu 24 godzin (CD-ROM Global Historical Fields). Gradienty baryczne w takich układach wzrastają z 1.5 do 3.5-4.5 hPa/1°, powodując tym samym odpowiedni wzrost prędkości wiatru przywodnego (18-23 m·s⁻¹).

Przemieszczające się na NE układy niżowe wchodząc nad chłodne wody przekraczają strefę frontu hydrologicznego. W tym momencie, z zachodu i północnego zachodu (znad SE Kanady i Labradoru) napływa już do tych układów zimowe powietrze PPK o temperaturach wyjściowych w granicach od minus kilkunastu do minus dwudziestukilku °C. W tych warunkach różnice temperatury między wodą a powietrzem są początkowo (pierwsza doba) podobnej wielkości, co prowadzi do dalszego nasilenia przekazu ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery⁵. Wszystko to dzieje się w warunkach występowania bardzo silnego, często huraganowego, wiatru⁶.

W ten sposób południowa część akwenu RN-F, jeśli temperatura wód jest tam wysoka i zasoby ciepła w wodzie duże, wymusza również intensywny pobór ciepła z wód północnej części akwenu, mimo tego, że ich temperatura jest bardzo niska.

Jeżeli zasoby ciepła w wodach są duże, spadek temperatury wód powierzchniowych na S od strefy frontu hydrologicznego jest praktycznie niezauważalny w skali miesięcznej i duże anomalie dodatnie utrzymują się praktycznie przez cały okres zimy (styczeń-marzec), powoli zanikając w kwietniu-maju pod wpływem sezonowego wzrostu temperatury wód powierzchniowych (dopływu radiacji słonecznej). Jeśli temperatura wody jest wysoka, lecz zasoby ciepła niewielkie, dodatnie anomalie temperatury wody zanikają już w lutym i opisany proces ograniczony jest w czasie do stycznia. W warunkach niskich temperatur powierzchni wody na akwenach południowej części RN-F, proces pogłębiania się układów niskiego ciśnienia nad nimi jest powolny, a gradienty baryczne w takich niżach i ich średnice są przeciętne. W rezultacie nie dochodzi do tak intensywnych spływów suchego i wychłodzonego powietrza znad kontynentu, dzięki czemu dynamika procesów przekazu ciepła do atmosfery jest znacznie mniejsza. Zmiany dynamiki przekazu ciepła z oceanu do atmosfery nad obszarem Rejonu Nowo-Fundlandzkiego znajdują swoje odbicie w zmianach charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Północnego Atlantyku.

Opisany proces prowadzi do silnego współdziałania (współzależnienia) między Golfstromem a Prądem Labradorским. Łącznikiem jest tu cyrkulacja atmosferyczna.

Gdy centrum głębokiego i o dużej średnicy niżu znajduje się gdzieś między Nową Fundlandią a Cape Farvel, strefa silnego i bardzo silnego gradientu barycznego, wymuszającego niezwykle intensywny spływ powietrza z

⁵ Miarą wielkości przekazu ciepła może być wzrost temperatury powietrza kontynentalnego napływającego z NW zimą nad Morze Labrador, zachodzący w wyniku jego transformacji w powietrze morskie. Badania wykazały (Golubev, 1974) wzrost temperatury wynoszący średnio 8 deg w ciągu 24 godzin.

⁶ Praktycznie każdej zimy są notowane na tym obszarze (jednorazowo lub kilkakrotnie) spadki ciśnienia w centrum układów niżowych poniżej 955 hPa: przykładowo 952 hPa, utrzymujące się bez przerwy przez 30 godzin (14.02.1982 r, wiatr zmierzony 87 w (!); patrz North Atlantic Weather Log, January, February and March 1982); 938 hPa, wiatr zmierzony 72 w w odległości 300 Mm na ESE od centrum układu (28.01.1985; patrz North Atlantic Weather Log January, February and March 1985).

N i NW przy powierzchni ziemi, obejmuje południowe części Ziemi Baffina, Labrador (po Zatokę Ungawa), Nową Fundlandię i przylegające akweny (Cieśnina Davisa, Morze Labrador, Atlantyk na E od Nowej Fundlandii). W momencie, gdy centrum układu znajduje się w pobliżu Cape Farvel, strefa intensywnego spływu wychłodzonego powietrza kontynentalnego obejmuje wschodnią część Archipelagu Kanadyjskiego, Labrador, częściowo obszary zamarzniętej Zatoki Hudsona i rejon Zatoki Świętego Wawrzyńca. Opisane sytuacje stanowią właśnie to, co w rozdziale III.2. określono mianem "sprzyjających sytuacji barycznych" aktywizujących Prąd Labradorski (SSB). Zwiększona częstość występowania takich sytuacji barycznych w ciągu zimy prowadzi do zaistnienia zimowych spadków temperatury na obszarze południowej części Ziemi Baffina, Labradorze i w rejonie Zatoki Świętego Wawrzyńca oraz na przyległych akwenach, opisanych w rozdziale III.3.

Ponieważ wiadomo już (patrz rozdział III.2.), że częstość występowania takich sytuacji znacząco wzrasta w czasie zim, które charakteryzują się wystąpieniem dodatnich wartości KWdt, można postawić tezę, że zimowy wzrost intensywności Golfstromu pośrednio (poprzez wzrost natężenia cyklonogenezy w rejonie wschodniego wybrzeża Stanów Zjednoczonych i poprzez opisane tu oddziaływanie dynamiczne układów niskiego ciśnienia) intensyfikuje Prąd Labradorski.

Stan termiczny wód na akwenach RN-F, określony przez aktywność obu prądów w czasie zimy, wywiera jednak dalszy wpływ na przebieg cyrkulacji atmosferycznej w tym (i nie tylko) rejonie.

Intensyfikacja Prądu Labradorskiego prowadzi do wzrostu ilości chłodnych wód transportowanych do strefy frontu hydrologicznego. Jednocześnie, pobór ogromnych ilości ciepła z powierzchni wód do atmosfery powoduje spadek temperatury wód powierzchniowych na północ od linii frontu hydrologicznego. Zapisuje się to w stopniowo narastających ujemnych anomaliiach temperatury wody leżącej na północ od frontu i przesuwanii się frontu hydrologicznego na południe i wschód (patrz ryc. 9). W warunkach utrzymywania się dodatnich anomalii temperatury wody na południe od strefy frontu hydrologicznego dochodzi w ciągu zimy do stopniowego wzrostu kontrastów termicznych w podłożu.

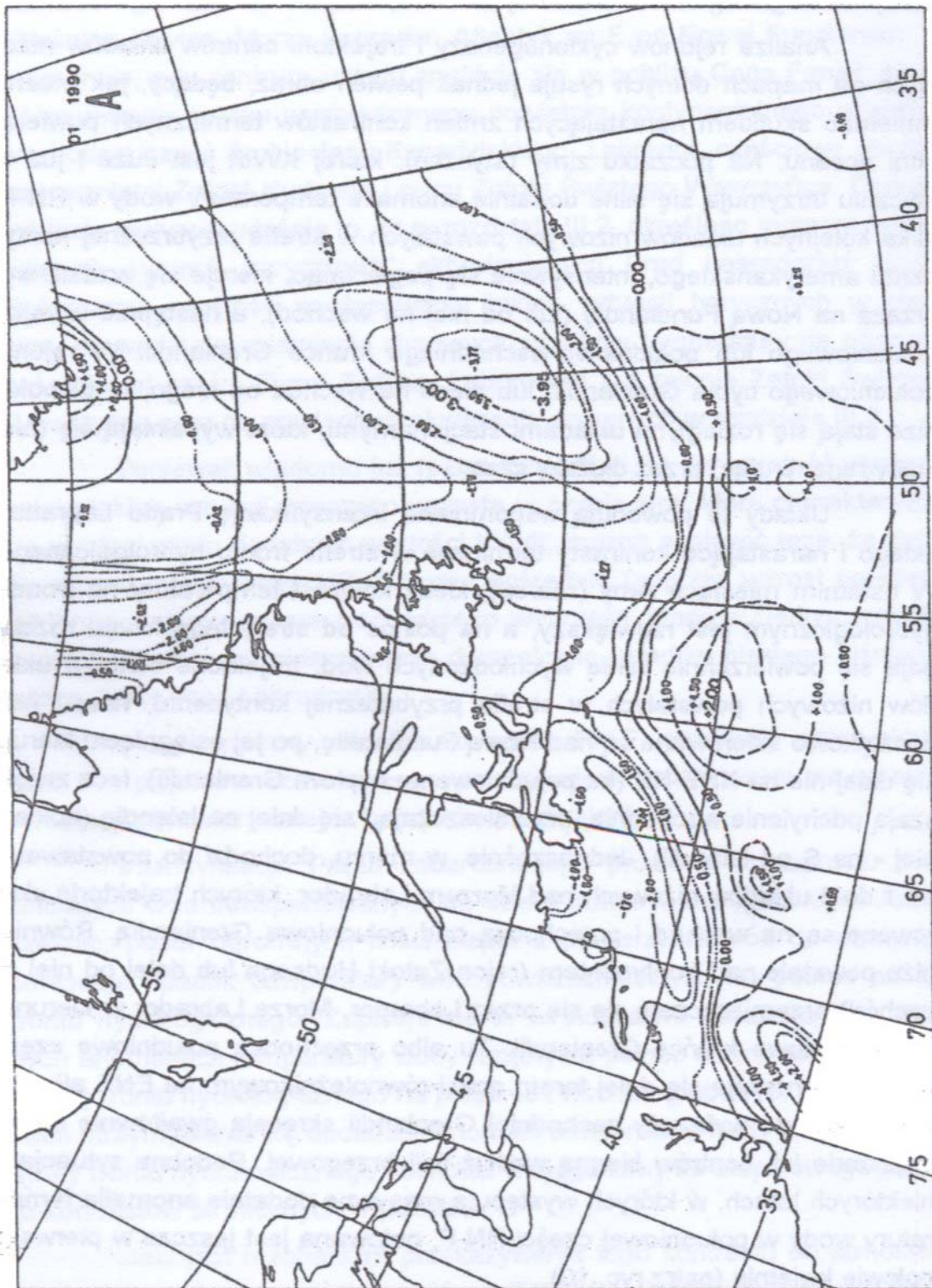
Jaki jest mechanizm przekazywania tego kontrastu do atmosfery, nie jest dla autora jasne. Mapy górne (500 hPa, 300 hPa), którymi dysponuje autor nie pozwalają na wyrobienie sobie umotywowanych sądów na ten temat. Badania Proseckinej i Ugryumova (1975) sugerują, że w połączeniu ze stanem termicznym powierzchni wód w południowej części RN-F (Sušev-

skaya, 1975) zaznacza się on w zmiennej częstotliwości geograficznej lokalizacji fal długich (poziom 500 hPa)⁷.

Analiza rejonów cyklonogenezy i trajektorii centrów układów niżowych na mapach dolnych rysuje jednak pewien obraz, będący, jak można mniemać skutkiem narastających zmian kontrastów termicznych powierzchni oceanu. Na początku zimy (styczeń), której KWdt jest duże i już w styczniu utrzymują się silne dodatnie anomalie temperatury wody w RN-F, kilka kolejnych układów niżowych powstałych w strefie przybrzeżnej kontynentu amerykańskiego, intensywnie się pogłębiając, kieruje się wzdłuż wybrzeża na Nową Fundlandię (lub od niej na wschód), a następnie w rejon południowego lub południowo-wschodniego krańca Grenlandii. W rejonie południowego cypla Grenlandii, lub nieco na wschód od niego, te głębokie niżę stają się rozległymi układami stacjonarnymi, które wypełniają się (niekiedy regenerując) przez dłuższy czas.

Układy te powodują wspomnianą intensyfikację Prądu Labradorskiego i narastające kontrasty termiczne w strefie frontu hydrologicznego. W ostatnim miesiącu zimy (marcu), kiedy kontrast temperatury na froncie hydrologicznym jest największy, a na północ od strefy tego frontu rozciągają się powierzchnie silnie wychłodzonych wód, trajektorie centrów układów niżowych powstałych w strefie przybrzeżnej kontynentu, nawet jeśli początkowo skierowane są nad Nową Fundlandię, po jej osiągnięciu kierują się dalej nie na NNE-NE (ku południowemu cyplowi Grenlandii), lecz zwiększają odchylenie wschodnie, przemieszczając się dalej na Islandię (dokładniej - na S od Islandii). Jednocześnie, w marcu, dochodzi do powstawania od 1 do 3 układów niżowych nad Morzem Labrador, których trajektorie skierowane są na wschód i przechodzą nad południową Grenlandię. Również niżę powstałe nad kontynentem (rejon Zatoki Hudsona lub dalej od niej na zachód) przemieszczają się przez Labrador, Morze Labrador w kierunku na południowe krańce Grenlandii. Tu albo przechodzą południowe części wyspy i poruszają się dalej torem quasi-równoleżnikowym na ENE albo też dochodząc do wybrzeży zachodniej Grenlandii skręcają gwałtownie na N i trajektorie ich centrów biegną wzdłuż linii brzegowej. Podobna sytuacja w niektórych latach, w których występują masywne dodatnie anomalie temperatury wody w południowej części RN-F, notowana jest jeszcze w pierwszej połowie kwietnia (patrz ryc. 10).

⁷ Badania Suševskiej (1975) odnoszą się co prawda do okresu miesięcy wiosennych, kiedy kontrasty temperatury powierzchni wody stopniowo się zmniejszają.



Ryc. 9. Rozkład średnich miesięcznych anomalii temperatury wody powierzchniowej na NW Atlantyku zimą 1990 roku ($KWdt1-3 = +5.4$, $B-Hdp1-3\text{ obl} = +3.74$). A - styczeń, B - luty, C - marzec. Izanomale co 0.5 deg. izanomala 0 - linia ciągła

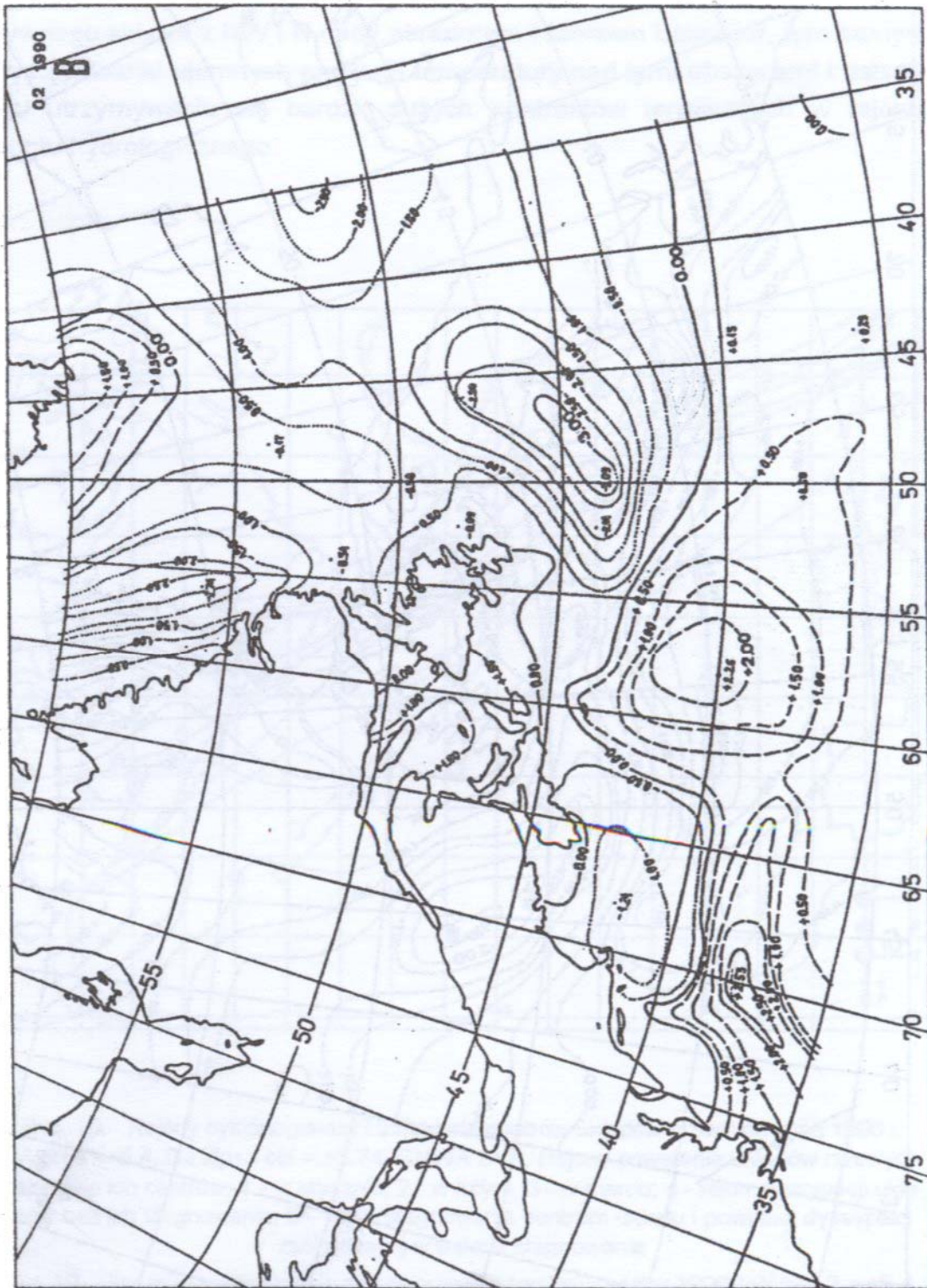
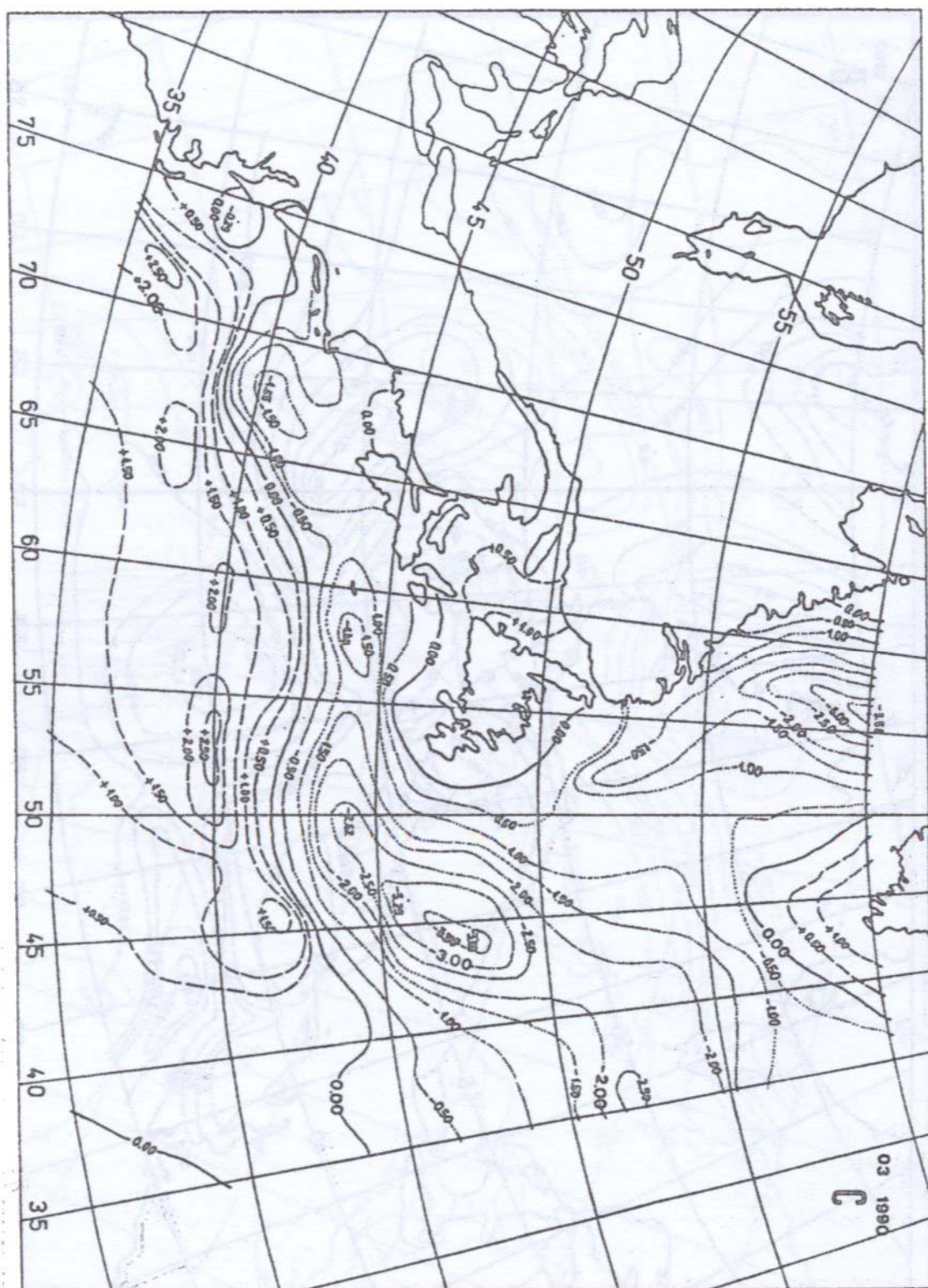
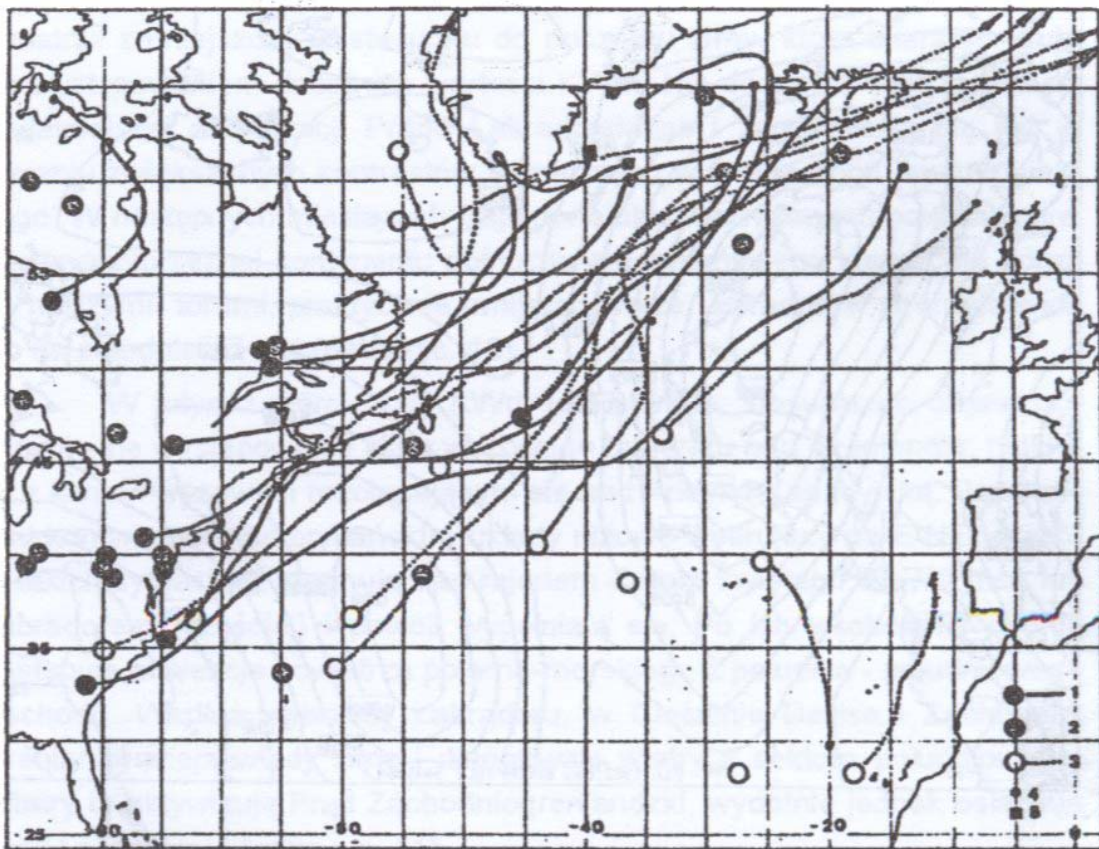


Fig. 9. Distribution of mean monthly anomalies of sea surface temperatures in the NW Atlantic in winter 1990 (KWdt1-3 = +5.4, B-Hdp1-3 obl = +3.74). A- January, B - February, C - March. Isanomalous lines every 0.5 deg, isanomal 0 - solid line



Ryc. 9. Rozkład średnich miesięcznych anomalii temperatury wody powierzchniowej na NW Atlantyku zimą 1990 roku (KWdt1-3 = +5.4, B-Hdp1-3 obl = +3.74). A - styczeń, B - luty, C - marzec. Izanomale co 0.5 deg, izanomala 0 - linia ciągła

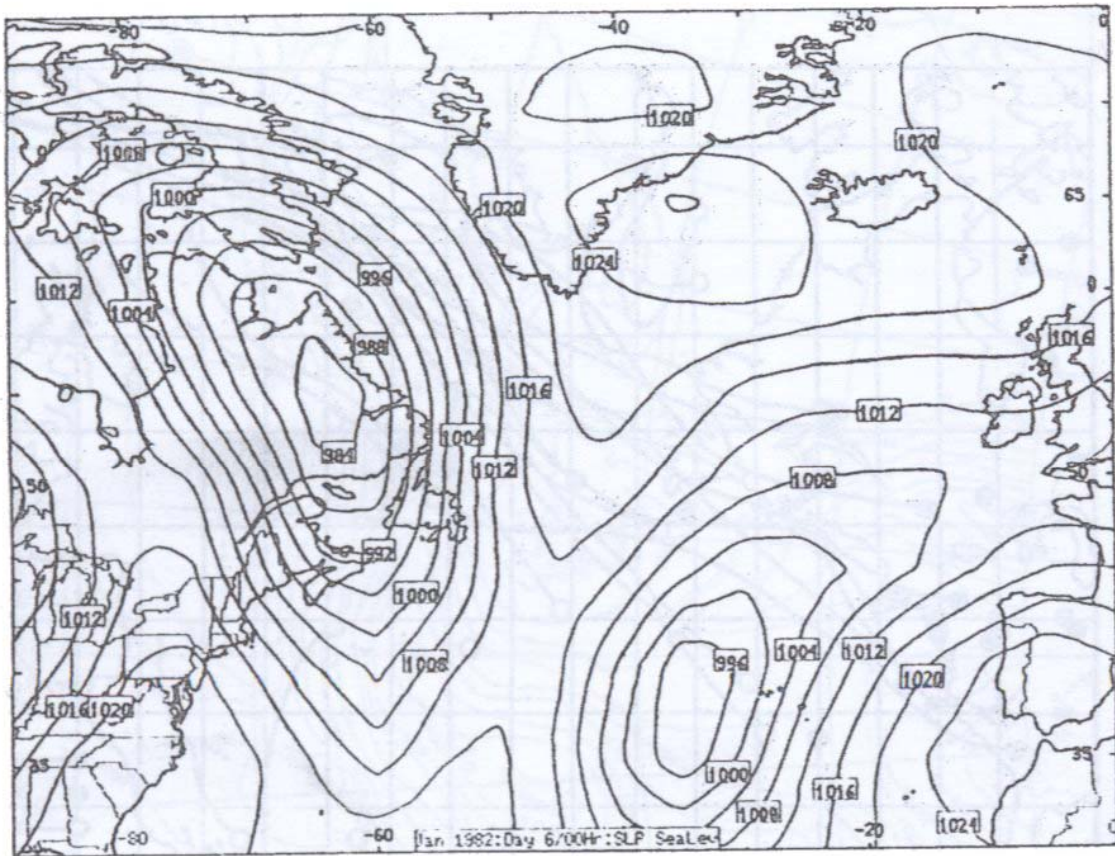
Nie trudno zauważyć, że opisany rozwój procesów w marcu (a dalej na północy i w początku kwietnia) również sprzyja występowaniu intensywnego splywu z NW i N nad Labradorem i Morzem Labrador, tym samym występowaniu ujemnych anomalii temperatury nad tymi obszarami i dalszemu utrzymywaniu się bardzo dużych kontrastów termicznych w rejonie frontu hydrologicznego.



Ryc. 10. Rejony cyklonogenezy i trajektorie centrów układów niżowych zimą 1990 r. ($KWdt_{1-3} = +5.4$, $B-Hdp_{1-3} \text{ obl} = +3.74$, $CNWA z+1$). Rejony powstania układów niżowych i trajektorie ich centrów: 1 - w styczniu, 2 - w lutym, 3 - w marcu; 4 - rejon dyssypacji układów bez ich stagnowania; 5 - rejon stagnowania centrum układu i powolnej dyssypacji zachodzącej w trakcie stagnowania

Fig. 10. Places of cyclogenesis and depression tracks in winter 1990 ($KWdt_{1-3} = +5.4$, $B-Hdp_{1-3} \text{ obl} = +3.74$, $CNWA z+1$). Regions of depressions formation and track of their centres: 1 - in January, 2 - in February, 3 - in March, 4 - region of their dissipation without stagnation, 5 - the region of dissipation of the centre and slow dissipation taking place during stagnation

Opisany charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad NW Atlantykiem, składającej się z dwóch odmiennych faz (początku i końca zimy), występującej w warunkach istnienia masywnych dodatnich anomalii temperatury wody w południowej części RN-F będzie dalej określony mianem typu "cyrkulacji NW Atlantyku, zimowa, typ +1" (skrót "CNWA z +1").



Ryc. 11. Przykład sytuacji barycznej prowadzącej do osłabienia działania Prądu Labradorskiego i tworzenia się dodatnich anomalii temperatury wody w Cieśninie Davisa i na Morzu Labrador (oraz wzrostu temperatury powietrza w strefie wybrzeża od Nowej Fundlandii po Ziemię Baffina). Ta sama sytuacja prowadzi do aktywizacji Prądu Zachodniogrenlandzkiego na odcinku od 60° do 67°N. Niż z centrum nad Labradorem przywędrował z WSW (06.01.1982, godz. 00 GMT)

Fig. 11. An example of pressure leading towards weakening the Labrador Current and forming positive anomalies of sea temperature in Davis Strait and in the Labrador Sea (together with the rise in air temperature in the coastal region from Newfoundland to Baffin Island). The same situation leads to activation of the West Greenland Current from 60° to 67°N passage. The depression with its centre over Labrador came from WSW (6 January 1982, 00 GMT)

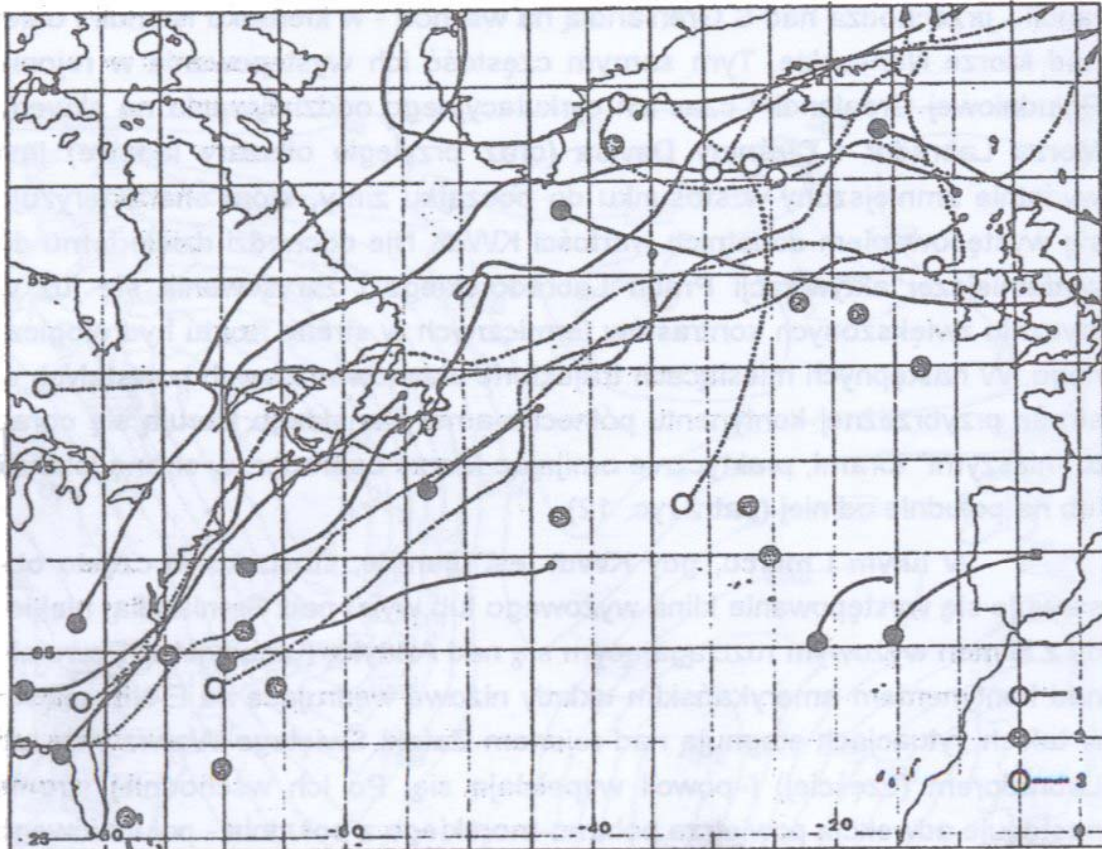
W latach, których wartości KWdt są ujemne, trajektorie układów w początkowej fazie zimy (styczeń) są znacznie mniej "uporządkowane" (patrz ryc. 12). Układy niżowe, powstające w strefie wybrzeża kontynentu (jest ich mniej i powstają w niższych szerokościach) kierują się co prawda nad Morze Labrador, niekiedy nawet intensywnie się pogłębiają, lecz nie dochodzi do ich stagnowania i wypełniania się w rejonie południowego cypla Grenlandii - przechodzą nad S Grenlandią na wschód - w kierunku Islandii i dalej nad Morze Norweskie. Tym samym częstość ich występowania w rejonie Południowej Grenlandii i czas ich cyrkulacyjnego oddziaływania na akweny Morza Labrador i Cieśniny Davisa (oraz przyległe obszary lądowe) jest wydatnie zmniejszony w stosunku do początku zimy, która charakteryzuje się występowaniem dodatnich wartości KWdt. Nie dochodzi dzięki temu do wydatniejszej aktywizacji Prądu Labradorskiego i zarysowania się już w styczniu zwiększonych kontrastów termicznych w strefie frontu hydrologicznego. W następnych miesiącach trajektorie układów niżowych powstałych w strefie przybrzeżnej kontynentu północno-amerykańskiego kierują się coraz to "niższymi" torami, praktycznie omijając Morze Labrador, w stronę Islandii lub na południe od niej (patrz ryc. 12).

W lutym i marcu, gdy KWdt jest ujemne, stosunkowo często obserwuje się występowanie klina wyżowego lub wyżu nad Grenlandią, niekiedy z klinem wyżowym rozciągającym się nad Arktyką Kanadyjską. Powstałe nad kontynentem amerykańskim układy niżowe wędrujące na E-NE, często w takich sytuacjach stagnują nad rejonem Zatoki Świętego Wawrzyńca lub Labradorem (częściej) i powoli wypełniają się. Po ich wschodniej stronie następuje adwekcja powietrza polarno-morskiego z południa - południowego wschodu. Wzdłuż wybrzeży Labradoru, w Cieśninie Davisa i Zachodniej Grenlandii wieją wtedy silne i długotrwałe wiatry z sektora południowego. Wiatry te aktywizują Prąd Zachodniogrenlandzki, wydatnie jednak osłabiają Prąd Labradorski (patrz ryc. 11).

Przepływ ciepłego i wilgotnego powietrza nad wodami Morza Labrador (temperatura powietrza wyższa od temperatury wody), mimo dużych prędkości wiatru, nie skutkuje poborem ciepła z powierzchni wód. Tworzą się wtedy na Morzu Labrador i na niezamarzniętej części Cieśniny Davisa dodatnie anomalie temperatury wody opisane przez Sukhovej (1977).

Zarysowany obraz wskazuje, że w czasie zim, w których nie występują masywne dodatnie anomalie temperatury wody w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego, dochodzi do wykształcenia się nad omawia-

ną częścią Północnego Atlantyku cyrkulacji atmosferycznej różniącej się od tej, która działa w okresie zim, w czasie których występują dodatnie anomalie temperatury wody w południowej części RN-F. Te właśnie odmienności cyrkulacji atmosferycznej są przyczyną zmiennej aktywności Prądu Labradorskiego i kształtowania pola temperatury wody powierzchniowej na północ od strefy frontu hydrologicznego.



Ryc. 12. Rejony cyklonogenezy i trajektorie centrów układów niżowych zimą 1978 r. (KWdt = -8.8 deg, B-Hdp1-3 obl = -5.1). Przykład cyrkulacji typu CNWA z-1. Oznaczenia jak na ryc. 10

Fig. 12. Regions of cyclogenesis and track of low-pressure areas centres in winter 1978 (KWdt = -8.8 deg, B-Hdp1-3 obl = -5.1). An example of circulation type CNWA z-1. Symbols the same as in Fig. 10.

Opisany wyżej typ cyrkulacji atmosferycznej, działającej nad NW Atlantykiem w sytuacji, gdy w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego występują ujemne anomalie temperatury wody będzie określany dalej jako "cyrkulacja nad NW Atlantykiem, zimowa, typ -1" (skrót CNWA z -1). Podobny typ cyrkulacji występuje również, gdy w początku zimy nad południową częścią RN-F występują słabe anomalie dodatnie (o niewielkiej średnicy i wartości izoanomal 0.5-1 deg), które następnie w lutym zanikają, a w ich miejsce pojawiają się ujemne anomalie temperatury wody.

Ilustracją omawianych zmian przestrzennych i intensywności cyrkulacji atmosferycznej nad omawianym obszarem zachodzących pod wpływem zmian stanu termiki wód w S części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego może być liczba przechodzących w czasie zimy przez poszczególne pola 5x5° centrów układów niskiego ciśnienia. Zestawienie takie dla skrajnych zim lat 1978 i 1990 (patrz rozdział IV. 3.) przedstawia tabela 6. Uwzględniono tu przechodzące przez dane pole wszystkie układy niżowe, niezależnie od rejonu ich powstania. Źródłem danych jest jak poprzednio CD-ROM "Global Historical Fields" i dane z Mariner Weather Review (1990).

Tabela 6 - Table 6

Liczba układów niskiego ciśnienia przechodzących przez poszczególne pola 5-stopniowe w rejonie 25-65°N, 080-050°W (NW Atlantyk) w okresie zimy (01, 02, 03) roku 1978 (A) i 1990 (B)

Number of depressions crossing particular 5° grids in the area 25-65°N, 080-050°W (NW Atlantic) in winter (January, February, March) in 1978 (A) and 1990 (B)

	80-75°W		75-70°W		70-65°W		65-60°W		60-55°W		55-50°W		Σ	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
60-65°N	0	4	0	4	0	3	0	3	3	5	4	2	7	21
55-60°N	0	3	1	3	2	5	3	5	3	8	5	7	14	31
50-55°N	2	5	3	5	5	7	4	4	5	4	6	6	25	31
45-50°N	4	3	6	2	5	4	6	8	8	10	8	13	37	40
40-45°N	2	3	5	7	9	12	9	12	8	6	10	8	43	48
35-40°N	8	3	10	6	8	5	8	1	7	2	6	3	47	20
30-35°N	7	2	3	1	6	1	4	2	1	2	1	0	22	8
25-30°N	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	0
Σ	24	23	29	28	36	37	34	35	35	37	40	39	198	199

Dane z tabeli 6 obrazują wyraźny wzrost liczby przechodzących układów niskiego ciśnienia w szerokościach 55-65°N w roku, którym aktywność Golfstromu i zasób ciepła w jego wodach jest większy, a nad południową częścią RN-F przez całą zimę występowały duże dodatnie anomalie temperatury wody (do +2.5 deg w marcu, 1990) w stosunku do roku, w którym aktywność Golfstromu jest mała a w południowej części RN-F występowały

od lutego ujemne anomalie temperatury wody (-3.2 deg w marcu, rok 1978). Jednocześnie dane z tabeli 6 dokumentują fakt, że największe zmiany w liczbie przechodzących centrów niżów przez poszczególne pola 5-ciostopniowe zaznaczają się w NW rejonie omawianego obszaru (Labrador, Morze Labrador, Cieśnina Davisa). Wzrostowi zasobów ciepła w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego towarzyszy bardzo wyraźny wzrost liczby niżów przechodzących przez te obszary czyli nasilenie cyrkulacji atmosferycznej.

Tak więc stan termiczny Golfstromu właściwego i związany z nim stan termiczny wód w południowej części Rejonu Nowo-Fundlandzkiego pośrednio regulują aktywność Prądu Labradorского. Wzrost zasobów ciepła w Golfstromie i Rejonie Nowo-Fundlandzkim prowadzi do wzrostu aktywności Prądu Labradorского, spadek zasobów ciepła w Golfstromie i na obszarze południowej części RF-N obniża aktywność Prądu Labradorского. Te same przyczyny regulują występowanie zimowych dodatnich lub ujemnych anomalii temperatury powietrza nad południowo-zachodnią częścią Arktyki Kandyjskiej, Labradorem, Nową Fundlandią i rejonem Zatoki Świętego Wawrzyńca.

V.

Model systemu hydroklimatycznego Prąd Florydzki - Rejon Nowo-Fundlandzki - Prąd Labradorский i jego funkcjonowanie

Upraszczając zagadnienie do najbardziej ogólnej postaci można wyobrazić sobie funkcjonowanie opisanego układu zależności klimatycznych, jako systemu, składającego się z kilku elementów przestrzenno-funkcjonalnych (patrz ryc. 13). Elementami tymi są:

1. Zatoka Meksykańska i Prąd Florydzki,
2. Golfstrom właściwy,
3. delta Golfstromu (Rejon Nowo-Fundlandzki Atlantyku),
4. Prąd Labradorский,
5. kontynent Ameryki Północnej

oraz atmosfera nad poszczególnymi akwenami. Fragmentacja atmosfery na poszczególne odcinki przestrzenne nie jest tu ani możliwa, ani celowa.

Podłoże oddziałuje na atmosferę poprzez przenos ciepła (oddziaływanie cieplne), zmieniając dynamikę procesów atmosferycznych. Atmosfera oddziałuje z kolei na podłoże morskie dynamicznie, regulując prędkość przenosu wód (a tym samym, wraz z przenosem masy - ciepła) oraz poprzez regulację prędkości wiatru - wpływa na wielkość przenosu ciepła do atmosfery. W ten sposób, w konkretnych warunkach termiki podłoża, atmosfera jest w stanie wpływać na swój własny stan dynamiczny.

Wyraźne odchylenie cyrkulacji atmosferycznej w okresie zimy (01, 02, 03) powodujące wzrost udziału wiatrów z sektora południowego, nad Zatoką Meksykańską i Morzem Karaibskim manifestujące się wzrostem dodatnich odchyień temperatury w rejonie Kuby - Florydy, aktywizuje Prąd Florydzki. Przez Cieśninę Florydzką zaczynają przepływać zwiększone masy wód, Golfstrom właściwy niesie zwiększone ponad przeciętną zasoby ciepła. Na Golfstromie, do szerokości Cape Hatteras, pojawia się dodatnia anomalia temperatury wody. Wzrost temperatury wody ponad przeciętną zaostrza poziome kontrasty termiczne atmosfery między masami powietrza zalegającymi nad kontynentem, a zalegającymi nad morzem. Istnieją warunki do powstania frontu układającego się równolegle do linii brzegowej. Na froncie tym cyklonogeneza osiąga intensywność większą od przeciętnej.

Odwrotność warunków cyrkulacyjnych w czasie zimy nad rejonem Zatoki Meksykańskiej i Morzem Karaibskim powoduje zmniejszenie aktywności Prądu Florydzkiego. Golfstrom właściwy niesie mniejsze ilości wody wprowadzanej przez Prąd Florydzki, jego zasób ciepła jest mniejszy. Dodatnie anomalie temperatury na Golfstromie są mniejsze lub też pojawiają się ujemne anomalie temperatury wody. Front oddzielający masy powietrza znad kontynentu od mas powietrza zalegających nad morzem jest mniej aktywny i cyklonogeneza na nim staje się mniejsza od przeciętnej.

Działanie zmian cyrkulacji atmosferycznej w rejonie szeroko rozumianego Morza Karaibskiego, charakteryzowane przez odchylenia sumy temperatur zimy w Key West, jest nieliniowe, jego skutki wstępnie potraktować można rangowo, tworząc trzy określone przedziały odchyień.

W ten sposób pojawia się wyjściowe zróżnicowanie stanów termiki Golfstromu właściwego, które można zapisać (symbol KW) jako:

$KW = +1$, gdy suma odchylenia temperatury w Key West jest większa od przeciętnej o ponad 2°C ,

$KW = 0$, gdy suma odchylenia temperatury w Key West mieści się w granicach od $+2$ do -3°C ,

KW = -1, gdy suma odchylenia temperatury zimy w Key West jest mniejsza od -3°C .

Dalszy rozwój procesów uzależniony jest od warunków stwarzanych na Golfstronie właściwym przez układ ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras. Dotyczy to zarówno prędkości przepływu Golfstromu właściwego i strat ciepła przenoszonych w nim wód, jak również rozwoju układów niskiego ciśnienia nad Golfstromem i ich torów.

Przepływ Golfstromu właściwego między szeroko rozumianym rejonem Bermudów a brzegiem kontynentu i dalej od brzegu w rejonie szerokości $35-40^{\circ}$ do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego może być traktowany, jako przepływ przez spolaryzowaną bramkę.

Szybki przepływ i z niewielkimi stratami ciepła zapewnia polaryzacja charakteryzująca się dodatnim znakiem różnicy ciśnienia atmosferycznego po wschodniej stronie bramki (na E i SE od Golfstromu właściwego) i ujemnym znakiem po stronie zachodniej (na W i NW od Golfstromu właściwego). Jednocześnie taki układ ciśnienia zapewnia, że powstające w strefie frontalnej, równoległej do wybrzeża, układy niskiego ciśnienia przemieszczają się szybko na NE w kierunku Nowej Szkocji - Nowej Fundlandii, czyli ogólnie również równoległe do wybrzeża (stan "przewodzenia").

Odwrotna polaryzacja bramki, w której znak plus lokuje się po zachodniej stronie Golfstromu właściwego (na W i NW) a znak minus po stronie wschodniej (nad morzem), powoduje działanie strumienia chłodnego powietrza skierowanego przeciwnie do ruchu Golfstromu, spowalniającego przepływ i powodującego bardzo duże straty ciepła z powierzchni wód. Jednocześnie układy niskiego ciśnienia wygenerowane na linii frontu równoległego do wybrzeża, w takich warunkach rozkładu ciśnienia, przemieszczają się dalej na wschód od linii brzegowej, kierując się nie nad Nową Fundlandię lecz na Atlantyk, w stronę środkowej części oceanu (50°N , 030°W). Można traktować taką polaryzację jako "zaporową".

Działanie tej bramki jest również nieliniowe, stan "zerowy" nie odpowiada zerowej różnicy ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras lecz leży gdzieś między nieco ponad 2 hPa a 0.6 hPa wyższego ciśnienia po stronie Bermudów. Jej reżim "pracy" można zapisać trójstanowo (symbol B-HDP) jako:

B-HDP = +1, gdy obliczone⁷ różnice ciśnienia między Bermudami a Cape Hatteras są większe od + 2.4 hPa,

B-HDP = 0, gdy obliczone różnice ciśnień między Bermudami a Cape Hatteras mieszczą się w granicach od +2.4 do 0.6 hPa,

B-HDP = -1, gdy obliczone różnice ciśnienia są mniejsze od 0.6 hPa.

Reżimy oznaczone symbolami zerowymi ("0") odpowiadają stanowi przeciętnemu elementu systemu, zbliżonemu do stanu średniego w sensie klimatycznym. Reżimy oznaczone symbolami +1 i -1 odpowiadają odpowiednim stanom anomalnym.

Stan termiczny wód Golfstromu właściwego na wejściu do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego Atlantyku (RN-F) stanowi wynik równoczesnego spełnienia określonych warunków reżimów pracy obu podsystemów, które można zapisać jako:

	B-HDP = +1	B-HDP = 0	B-HDP = -1
KW = +1	+2	+1	0
KW = 0	+1	0	-1
KW = -1	0	-1	-2

co oznacza, że dla wystąpienia tam anomalnie dużych ilości ciepła potrzebne jest spełnienie jednocześnie warunków: +1 i +1 lub 0 i +1. Przeciętne, zbliżone do średniej klimatycznej, warunki termiczne wystąpią jeśli spełnione będą jednocześnie warunki: 0 i 0 lub +1 i -1. Anomalnie niskie ilości ciepła w RN-F wystąpią, gdy jednocześnie zaistnieją warunki: -1 i -1 lub 0 i -1. Niewątpliwie wygodniejsze byłoby zapisanie zestawu tych warunków logicznych za pomocą któregoś z języków programowania.

Uzasadnienie (być może niejasnej) przyczyny, która powoduje, że w wypadku gdy KW = +1 zaś B-HDP = 0 to RN-F = +1 jest następujące: pojawienie się dodatniej anomalii przy przeciętnych warunkach przenosu wód w Golfstromie właściwym skutkuje pojawieniem się dodatniej anomalii

⁷⁷ Z wielkości sum odchyłeń temperatury powietrza okresu 01-03 od sumy średniej wieloletniej na Cape Hatteras; patrz formuła [5], rozdział III.2. Średnia rzeczywista (okres 01-03 1922-1950) różnica ciśnienia Bermuda - Hatteras wynosi +1.57 hPa, średnia obliczona (okres 1875-1987) +0.87 hPa. Dokładność formuły [5] nie jest wysoka, o czym wcześniej wspomiano.

przed końcem statystycznej zimy w rejonie RN-F. Straty ciepła "po drodze" są przeciętne, odpowiadające warunkom średnim, stąd anomalia "dojdzie" do RN-F (co najwyżej nieco później; pod koniec zimy). W przypadku, gdy $KW = 0$ i $B-HDP = +1$, mimo tego, że na wejściu systemu anomalia nie pojawiła się, w wyniku skrócenia czasu kontaktu wody z atmosferą (większa prędkość przenosu) i zmniejszenia strat ciepła wody (przepływ wilgotnego i ciepłego powietrza z SW-SE nad Golfstromem) anomalia taka pojawi się na wejściu do obszaru RN-F jako efekt ograniczenia strat ciepła przez Golfstrom. Zostanie ona wygenerowana na samym Golfstromie.

Odwracając omówione wyżej sytuacje, łatwo dojść do przyczyn powodujących stany -1 Rejonu Nowo-Fundlandzkiego.

Nie trudno zauważyć, że połączenie szeregowo obu tych podsystemów daje na wyjściu znacznie szersze spektrum sygnału termicznego i większą jego amplitudę, niż generowane przez każdy pojedynczy podsystem.

Sytuacja, w której na wejściu do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego pojawia się stan +2 zapisuje się w obrazie przestrzennym występowaniem w południowej części RN-F masywnych, dodatnich anomalii temperatury wody, których wartości przekraczają $+2^{\circ}\text{C}$. W związku z tym rośnie na oceanie poziomy gradient temperatury wody w rejonie między 40 a $44-46^{\circ}\text{N}$ i front hydrologiczny przemieszcza się początkowo na północ. Gradient ten rysuje się również w temperaturze powietrza nad tą częścią oceanu. Jednocześnie w strefie występowania anomalii wzrasta i utrzymuje się przez całą zimę duży, poziomy gradient termiczny między masami powietrza nad oceanem i kontynentem.

Jednoczesne występowanie stanu $KW +1$ i $B-HDP +1$ prowadzi do:

1. wzmożenia częstości cyklonogenezy w strefie przybrzeżnej kontynentu Ameryki Północnej,
2. kierowania się trajektorii centrów układów niżowych wzdłuż wybrzeża w kierunku Nowej Fundlandii i dalej w kierunku południowych krańców Grenlandii,
3. niezmiernie szybkiego pogłębiania się układów niżowych w strefie szerokości $40-55^{\circ}\text{N}$ i wzrostu ich średnicy,
4. zwiększonej częstości stagnowania i wypełniania się tych układów w rejonie południowych krańców Grenlandii.

Efektom działania tego typu cyrkulacji jest:

1. wystąpienie bardzo silnych spływów powietrza kontynentalnego z N i NW w rejonie od Ziemi Baffina po Zatokę Świętego Wawrzyńca oraz nad przylegającymi akwenami,
2. aktywizacja Prądu Labradorskiego,
3. pobór dużych ilości ciepła z Morza Labrador i wód przylegającej części oceanu.

Jednoczesne działanie 2 i 3 prowadzą do:

4. wystąpienia na obszarze północnej części RN-F masywnych i głębokich (poniżej -3 deg) anomalii temperatury wody, co skutkuje:
5. przemieszczaniem się frontu hydrologicznego na południe,
6. silnym wzrostem kontrastów temperatury wody w strefie frontu.

Od momentu osiągnięcia tego stanu cyrkulacja atmosferyczna ulega zmianie, polegającej na:

1. zmianie torów układów niskiego ciśnienia powstałych w rejonie przybrzeżnym kontynentu - układy zwiększają udział składowej wschodniej ruchu i kierują się w rejon Islandii, nie zaś Grenlandii,
2. pojawia się nowy obszar cyklonogenezy nad Morzem Labrador i Cieśniną Davisa.

Działanie tego typu cyrkulacji prowadzi do:

1. wystąpienia bardzo silnych spływów powietrza kontynentalnego z N i NW w rejonie od Ziemi Baffina po Zatokę Świętego Wawrzyńca oraz nad przylegającymi akwenami,
2. aktywizacji Prądu Labradorskiego,
3. poboru dużych ilości ciepła z Morza Labrador i wód przylegającej części oceanu, wraz z dalszymi, już wymienionymi, efektami.

Nie trudno zauważyć, że działanie obu typów cyrkulacji atmosferycznej składającej się łącznie na typ CNWA z +1, prowadzi do takich samych skutków hydrologicznych i klimatycznych na obszarze przybrzeżnym od Ziemi Baffina po Zatokę Świętego Wawrzyńca i na przyległych akwenach. Są nimi silne spadki średnich miesięcznych temperatur powietrza miesięcy zimowych, aktywizacja Prądu Labradorskiego (manifestująca się również wzrostem liczby notowanych w następnych miesiącach gór lodo-

wych przekraczających równoleżnik 48°N), powstanie masywnych ujemnych anomalii temperatury wody na północ od strefy frontu hydrologicznego

Sytuacja, w której na wejściu do Rejonu Nowo-Fundlandzkiego pojawia się stan -2 zapisuje się w obrazie przestrzennym jego południowej części występowaniem niewielkich, słabych anomalii dodatnich (+0.5 ÷ +1 deg) lub też anomalii ujemnych. Kontrasty temperatury wody w strefie frontu hydrologicznego są mniejsze niż przeciętnie. Ponieważ w takim przypadku stan KW musi być -1, kontrasty temperatury powietrza między oceanem a kontynentem są w szerokościach 30-45°N również mniejsze.

Jednoczesne występowanie stanu KW -1 i RN-F -2 prowadzi do wystąpienia typu cyrkulacji atmosferycznej określonej w rozdziale IV.3. jako CNWA z -1, której efektem jest:

1. osłabienie cyklonogenezy w strefie przybrzeżnej kontynentu i przesunięcie jej głównego ośrodka bardziej na południe (strefa 25-35°),
2. kierowanie się większości powstałych w strefie przybrzeżnej układów niżowych od rejonów ich powstania na NE, tak, że nie dochodzą one nad Morze Labrador i w rejon Grenlandii,
3. tylko nieliczne (2-4) układy niżowe, wyłącznie w początku zimy, dochodzą do Nowej Fundlandii, gdzie silnie się pogłębiają i przechodzą nad rejonem południowej Grenlandii, jednak nie stagnują w tym rejonie lecz przemieszczają się dalej w kierunku Islandii,

Działanie tego typu cyrkulacji prowadzi do:

1. skrócenia czasu oddziaływania układów niżowych znad Morza Labrador i południowej Grenlandii na rejon rozciągający się między Ziemią Baffina a Zatoką Świętego Wawrzyńca i przylegające akweny, a tym samym zmniejszenia częstości splywu powietrza kontynentalnego z N i NW. Nie dochodzi do długotrwałych, głębokich spadków temperatury powietrza nad tymi obszarami,
2. osłabienia poboru ciepła z Morza Labrador i przylegających akwenów Atlantyku,
3. likwidacji słabych dodatnich anomalii temperatury wody (jeśli takie występowały) na obszarze leżącym na południe od strefy frontu hydrologicznego, lub zarysowanie się słabych anomalii ujemnych na tym akwenie.

W rezultacie nie dochodzi do wytworzenia się silnych ujemnych anomalii temperatury wody na akwenach położonych na północ od strefy

frontu hydrologicznego i kontrasty temperatur wody w strefie frontu hydrologicznego nie wzrastają, lecz maleją.

Dalszy rozwój procesów cyrkulacyjnych sprowadza się do tego, że cyklonogeneza w strefie przybrzeżnej kontynentu słabnie, nowe, nieliczne układy niżowe tworzą się nad oceanem (rejon Morza Sargassowego) lub też Florydą i Zatoką Meksykańską. Ich trajektorie biegną z dala od Nowej Fundlandii, Morza Labrador i południowej Grenlandii.

Główny ośrodek cyklonogenezy przemieszcza się nad NE Atlantyk (na E od 35°W i N od 40°N). Nad obszar rejonu Zatoki Świętego Wawrzyńca, południowy Labrador, z rzadka nad Morze Labrador, wchodzi głębokie układy niżowe powstałe w głębi kontynentu. Niże najczęściej stają się układami stacjonarnymi, stagnują i wypełniają się nad tymi obszarami, ich centra najczęściej lokują się nad południowym Labradorem. W lutym i marcu nad omawianym obszarem pojawia się łącznie od 4 do 9 takich układów.

Konsekwencją występowania tego rodzaju cyrkulacji jest:

1. występowanie nad Morzem Labrador, Cieśniną Davisa, rejonem Zatoki Świętego Wawrzyńca, Labradorem i Ziemią Baffina adwekcji powietrza polarno-morskiego z S i SE,
2. zmniejszenie aktywności Prądu Labradorskiego i aktywizacja Prądu Zachodnio-Grenlandzkiego,
3. tworzenie się dodatnich anomalii temperatury wody na Morzu Labrador i w niezamarniętej części Cieśniny Davisa,
4. zmniejszenie zasięgu pokrywy lodów morskich w rejonie Cieśniny Davisa, wybrzeża Labradoru i Nowej Fundlandii.

Łączny efekt wystąpienia cyrkulacji typu CNWA z -1 daje wzrost średnich temperatur powietrza zimy na Ziemi Baffina, Labradorze, w rejonie Zatoki Świętego Wawrzyńca i na przyległych akwenach, zmniejsza aktywność Prądu Labradorskiego i powoduje zarysowanie się dodatnich anomalii temperatury w obrębie wód Prądu Labradorskiego. Te dwa ostatnie zjawiska łącznie stanowią przyczynę zmniejszenia się liczby gór lodowych przekraczających w następnych miesiącach 48 równoleżnik.

Tak więc opisane dwa scenariusze funkcjonowania systemu stanowią efekt jego pracy w reżimie anomalnym. Sytuacje, w których na wejściu do RN-F pojawia się stan -1, 0 lub +1 stanowią stany przejściowe między tymi skrajnościami. Teoretycznie stany "0" odpowiadają reżimowi normalnemu, bliskiemu średniej klimatycznej. Realnie jednak ich występowanie jest

czymś rzadkim w pracy tego systemu. Bramka Bermuda - Hatteras najczęściej albo wzmacnia impuls idący z Zatoki Meksykańskiej wraz z wodami Golfstromu, albo go tłumi, powodując powstanie nieliniowości. Na przebadanych 90 lat (1900-1990, bez roku 1958) stanów skrajnie anomalnych (RN-F +2 i RN-F -2) odnotowano 34, po 17 z każdego. Dalszych 41 przypadków to stany anomalne (RN-F +1 i RN-F -1). Oznacza to, że w 83% przypadków (zim) system ten pracuje w stanach anomalnych.

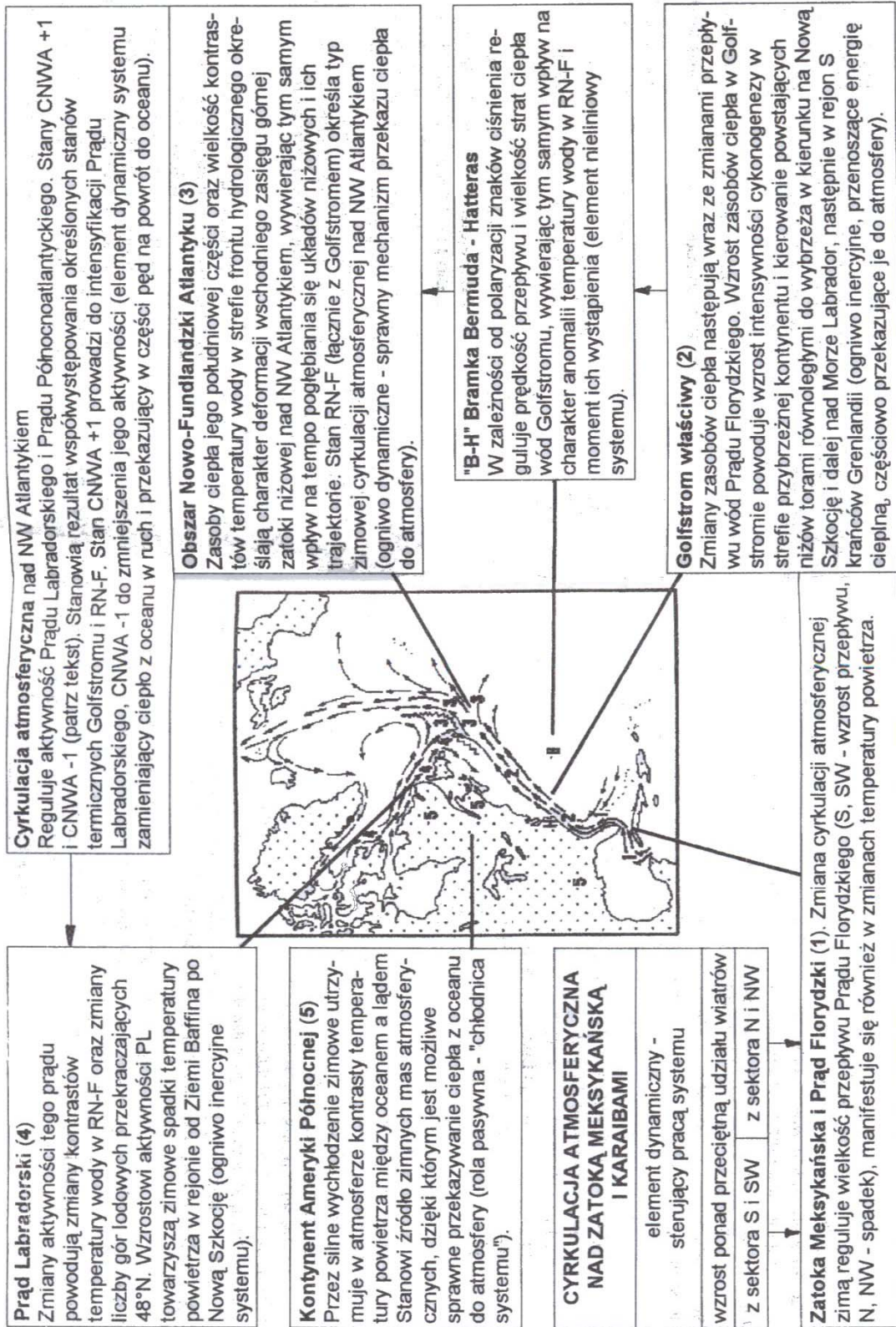
Rysuje się więc pytanie, czy określenie "stan anomalny" jest tu właściwy, skoro "anomalność" stanowi o jego klimatycznej charakterystyce, zaś stan "średni" stanowi w sensie klimatycznym wyjątek. Konstatacja takiego faktu stawia natychmiast dalsze problemy - głównie metodyczne⁸.

VI

Uwagi końcowe

Przedstawione fakty wskazują na istnienie oddziaływania klimatycznego szeroko rozumianego rejonu Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej na obszar Labradoru, rejon Zatoki Świętego Wawrzyńca i Ziemi Baffina oraz przylegające do tych obszarów akweny. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej zimą znajdują swoje odbicie w modyfikacji zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad wymienionymi obszarami. Przejawia się to, w najbardziej czytelnej postaci, w rysującej się opozycji biegu zimowych temperatur powietrza między Karaibami a Labradorem.

- ⁸
1. m. in. zakresu stosowania statystycznego preparowania danych do analiz (średnie konsekwentne, wygładzanie, odrzucanie wartości skrajnych, etc.) wynikającego z wcześniejszego, apriorycznego określenia co jest sygnałem, a co szumem, bez analizy hipotetycznych mechanizmów analizowanego zjawiska.
 2. zbadania okresowości danego zjawiska, określenia w jakiej mierze układ ten funkcjonuje jako system samowzbudny, w jakiej jako generujący drgania wymuszone. Dotychczasowa analiza wskazuje na generowanie drgań wymuszonych, jednak nie poznano całego systemu, zwłaszcza reakcji pola ciśnienia nad kontynentem Ameryki Północnej na zmiany stanu termicznego NW Atlantyku. Gdyby okazało się, że istnieją związki również między wymienionymi polami, system (już poszerzony) stanowić powinien układ samowzbudny (pole ciśnienia nad kontynentem z całą pewnością posiada wpływ na kształtowanie się zimowej cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Zatoki Meksykańskiej)



Rys. 13. Schemat funkcjonowania systemu hydrologiczno-klimatologicznego kontynent - ocean - atmosfera NW Atlantyku

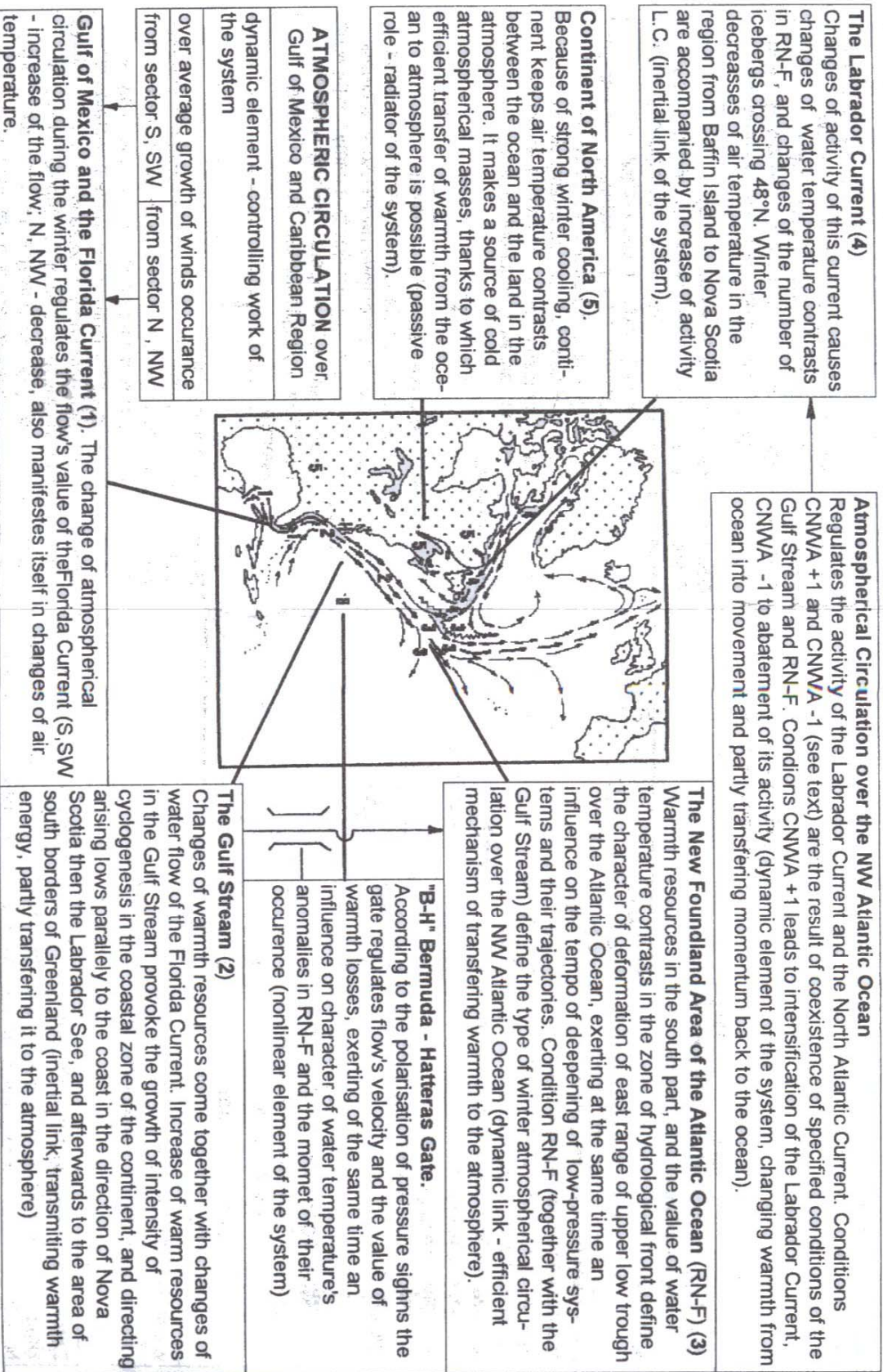


Fig. 13. Scheme of the Impact of Hydroclimatological System Continent - Ocean - Atmosphere of the NW Atlantic Ocean

Przeprowadzona analiza wskazuje, że działanie tych związków stanowi efekt skomplikowanego współdziałania atmosfery, oceanu i kontynentu, przy czym ogniwem inercyjnym, przenoszącym wpływ zmian cyrkulacji atmosferycznej w atlantyckich tropikach w wyższe szerokości jest cyrkulacja oceaniczna. Opisany system zależności jest znacznie mniej elegancki od wykrytego i opisanego przez Bjerknesa (1966) mechanizmu oscylacji południowej, funkcjonującej na Pacyfiku. Tym nie mniej, również i w omawianym mechanizmie, rysuje się zależność:

- cyrkulacja atmosferyczna [nad Karaibami i Zatoką Meksykańską] →
- cyrkulacja oceaniczna [Prąd Florydzki i Golfstrom właściwy] →
- cyrkulacja atmosferyczna [w rejonie NW Atlantyku] →
- cyrkulacja oceaniczna [Prąd Labradorski] →
- cyrkulacja atmosferyczna [... ..] →.

Działanie opisanego mechanizmu możliwe jest tylko zimą. Tylko w okresie ograniczonego dopływu energii promienistej Słońca do powierzchni Ziemi strumień ciepła z oceanu, przeniesionego przez cyrkulację wód z niższych szerokości, stanowi w umiarkowanych szerokościach geograficznych na tyle istotne źródło energii, że może ono modyfikować procesy cyrkulacyjne w wyższych szerokościach geograficznych. Działanie tego mechanizmu możliwe jest również tylko w konkretnych warunkach fizyczno-geograficznych, w których występuje bezpośrednio sąsiedztwo kontynentu i oceanu, przy czym wewnątrz kontynentu nie jest odgródzone przeszkodami orograficznymi od oceanu, a nad masywną powierzchnią pokrytego śniegiem kontynentu formować się mogą masy wychłodzonego powietrza, które spływając nad ocean, umożliwiają niezmiernie sprawne przekazywanie ciepła z oceanu do atmosfery.

Przedstawiony łańcuch zależności szkicuje tylko najbardziej ogólne związki między poszczególnymi elementami systemu. Dalsze badania przypuszczalnie zmodyfikują zaprezentowane wyjaśnienie związków przyczynowo-skutkowych w omawianym systemie, lub też, czego nie można wykluczyć - odrzuci je w całości.

Zarysowany obraz daleki jest od wyjaśnienia całościowego. Przedstawia on fragment systemu globalnego. Na działanie tego systemu wpływ posiadają jeszcze inne, nie brane tu pod uwagę, zespoły czynników, których ustalenia wpływu tutaj nawet nie próbowano określić. Stąd też działanie tego systemu nie w każdym przypadku (każdego roku) jest czytelne.

Rysuje się tu szereg dalszych problemów. Jeśli przyczyną zmian cyrkulacji atmosferycznej i termiki w strefie wysokich szerokości geograficznych jest zmiana cyrkulacji atmosferycznej w tropikach, to natychmiast nasuwa się pytanie - a co stanowi o przyczynach zmian cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Morza Karaibskiego? Położenie tego regionu, jego nieduże oddalenie od strefy równikowej Pacyfiku, sugerują możliwość powiązania z działaniem SO (oscylacji południowej) i ENSO.

Analiza powiązań korelacyjnych między biegiem wskaźnika rocznego oscylacji południowej (SOI) a biegiem temperatur średnich rocznych w Key West (KW t_{sr}) oraz biegiem KWd t_{1-3} w danym roku pozwala na odrzucenie hipotezy o występowaniu związków między tymi zjawiskami. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona jest bardzo niski. Dla związku KW t_{sr} z SOI współczynnik korelacji (r) jest równy -0.0464 a istotność związku praktycznie żadna ($p > 0.6108$ przy $t = -0.5102$, $N = 124$ lata), związek między KWd t a SOI ma $r = 0.0960$ ($p > 0.2889$, $N = 124$ lata). Podobnie, brak jest istotnych związków korelacyjnych między np. liczbą gór lodowych notowanych w poszczególnych latach a indeksem SO ($r = -0.1723$, $p < 0.0949$), odchyleniami temperatury w poszczególnych latach w Port-Aux-Basques, St. John's czy Goose Bay a indeksem SO. Sugeruje to, że opisywane zjawiska posiadają własną naturę, charakterystyczną dla NW Atlantyku.

Wpływ oscylacji południowej, jako przejaw związków globalnych omawianego zespołu zjawisk, jednak zaznacza się, choć mało wyraźnie, w działaniu jednego z elementów tego systemu. Istotnie statystycznie związki korelacyjne zachodzą między indeksem rocznym oscylacji południowej a różnicą ciśnienia w bramce Bermuda - Hatteras. Między obserwowanymi różnicami ciśnienia pomiędzy Bermudami a Cape Hatteras (BHdp $_{1-3}$: lata 1922-1950, $N = 29$) a indeksem rocznym oscylacji południowej zachodzi korelacja opisana wielkością $r = 0.3978$ przy $p > 0.0326$, natomiast dla wartości BHdp $_{1-3}$ obliczonych (patrz formuła [5] i poczynione przy tej okazji zastrzeżenia) współczynnik korelacji wynosi 0.2462 , zaś istotność związku jest znacząco wyższa ($p = 0.009$, $N = 115$ lat).

Mając na względzie fizyczny mechanizm zjawiska ENSO można podejrzewać, że wpływ SO znajduje swoje odbicie w aktywności Antycyklonu Azorskiego, odzwierciedlając się w sezonowym kształtowaniu się wielkości ciśnienia w tym układzie barycznym. Antycyklon Azorski stanowi zaś jeden z elementów bramki Bermuda - Hatteras. Na związek funkcjonalny SO z Antycyklonem Azorskim wskazują również m.in. badania Rogersa (1984) poświęcone związkom zimowego indeksu oscylacji północno-atlantyckiej z

wskaźnikiem oscylacji południowej i van Loona (1984), stwierdzające zależności w kształtowaniu się pola zimowego ciśnienia atmosferycznego między półkulami.

Stwierdzone zależności wykazują istnienie powiązań (telekoneksji) między tropikami a strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż wschodnich brzegów kontynentu Ameryki Północnej. Impuls sterujący zmianami warunków klimatycznych w Arktyce i Subarktyce wychodzi z tropiku. Stawia to pod dyskusję powszechnie przyjmowane założenie, że sama Arktyka generuje zmiany (oscylacje) klimatyczne (patrz np. Rubinštejn, 1977), które następnie rozchodzą się w niższe szerokości.

Literatura cytowana:

- Baryševskaya G.I., Šinkevič N.G.**, 1979: O vozmožnykh pričínakh izmeneniya raskhoda vod yužnoj vetvii Golfstrima. *Gidrologiya i meteorologiya Atlantičeskogo okeana*. Trudy Gosudarstvennogo Okeanografičeskogo Instituta, vyp. 150. Girometeoizdat, Moskva. s.76-82
- 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 1964-1965 Pacific equatorial warming. *Journal Phys. Oceanogr.*, 2. s.212-217.
- Golubev V.E.**, 1975. *Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v privodnom sloje nad okeanom*. Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskij Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatielskij Centr SSSR. Trudy, vyp. 147. Gidrometeoizdat, Leningrad. s.36-52.
- Hartmann D.L.**, 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokio, Toronto. ss.411.
- Marine Weather Review. North Atlantic Weather Log January, February and March 1982.** *Marine Weather Log, Summer 1982. Vol. 26, No 3. NOAA*, s. 138-146 + 159-161.
- Marine Weather Review. North Atlantic Weather Log January, February and March 1985.** *Marine Weather Log, Summer 1985. Vol. 29, No 3. NOAA*, s. 153-161 + 167-168.
- Marine Weather Review. North Atlantic Weather Log January, February and March 1986.** *Marine Weather Log, Summer 1986. Vol. 30, No 3. NOAA*, s. 147-156 + 178-180.
- Marine Weather Review. North Atlantic Weather Log January, February and March 1988.** *Marine Weather Log, Summer 1988. Vol. 32, No 3. NOAA*, s. 38-46 + 54-56.
- Marine Weather Review. North Atlantic Weather Log January, February and March 1989.** *Marine Weather Log, Summer 1989. Vol. 33, No 3. NOAA*, s. 42-49 + 57-59.
- Ocean Circulation.**, 1989. Pr.zbiór. Ed. G.Bearman. Pergamon Press, Oxford, New York, ..., Toronto. ss. 238.

Ponomarenko G.P., 1963: Izučenie Severo-Atlantičeskogo tečeniya po materialam MGG. Fizika Morya. AN USSR, Trudy Morskogo Gidrofizičeskogo Instituta, 28, Kiev, s.112-123.

Post L.A., 1956: The Role of Gulf Stream in the Prediction of Iceberg Distribution in the North Atlantic. *Tellus*, 8, s. 102-111.

Proseckina G.M., Ugrumov A.I., 1975. Klassifikaciya sinoptičeskikh processov severnoj častii Atlantičeskogo okeana po priznaku geografičeskoj lokalizacii dlinnykh voln. Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatielskij Centr SSSR. Trudy, vyp. 147. Gidrometoizdat, Leningrad. s. 22-35.

Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1991 Season. Bulletin No 77. CG-188-46. US Coast Guard. ss. 51.

Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1992 Season. Bulletin No 78. CG-188-47. US Coast Guard. ss. 45.

Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1994 Season. Bulletin No 80. CG-188-49. US Coast Guard. ss. 67.

Rogers J.C., 1984. A Comparison of the Mean Winter Pressure Distribution in the Extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. *Studies in Climate. NCAR Technical Note 227*, February 1984. Atmospheric Analysis and Prediction Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. s. 208-241.

Rubinštejn E.S., 1977. Struktura kolebanij temperatury vozdukh na Severnom Polušarii. č.II. Gidrometoizdat, Leningrad. ss.26.

Savčenko V.G., Nagurnyj A.P., 1987. Vozdejstvie teplovykh potokov iz okeana na klebaniya klimata vysokikh široť. AANII. Gidrometoizdat, Leningrad. ss. 199.

Sukhovej V.F., 1977. Izmenčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana. Naukova Dumka, Kiev. ss. 215.

Sukhovej V.F., Korotaev G.K., Šapiro N.B., 1980. Gidrologiya Karibskogo morya i Meksikanskogo zaliva. Gidrometoizdat, Leningrad. ss. 181.

Šuševskaya G.M., 1975. Povtoryaemost' baričeskikh obrazovanij v Severnoj Atlantike i ee svyaz' s teplovyim sostoyaniem poverkhnosti okeana (na primere vesennikh mesyacev). Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatielskij Centr SSSR. Trudy, vyp. 147. Gidrometoizdat, Leningrad. s. 16-21.

Trivers G., 1994: International Ice Patrol's Iceberg Season Severity. Reprt of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1994 Season, Bulletin No. 80. CG-188-49. US Coast Guard. s. 49-59.

Tuxhorn R., 1995: Tracking Iceberg Danger. [w.] *Mariners Weather Log*, Fall 1995. Vol. 39, No. 4. NOAA. s. 29-31.

The Encyclopedia of Oceanography. Ed. R.W.Fairbridge. Reinhold Publishing Co. New York, 1966. s. 630.

Ugrumov A.I., 1981. Teplovyj režim okeana i dolgosročnyje prognozy pogody. Gidrometoizdat, Leningrad. ss. 176.

Ugrumov A.I., Kupyanskaya A.P., 1975. O niekotorykh svyazyakh meždu temperaturaj poverkhnosti okeana i atmosfernoj cirkulacej v Severnoj Atlantike. Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatielskij Centr SSSR. Trudy, vyp. 147. Gidrometoizdat, Leningrad. s. 4-15.

van Loon H., 1984. The Southern Oscillation: Prelude the Southern and Finale on the Northern Hemisphere. Studies in Climate. NCAR Technical Note 227, February 1984. Atmospheric Analysis and Prediction Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. s. 306-335.

Viekman B.E., Baumer K.D., 1995. International Ice Patrol Icebergs Limits Climatology (1975-1995). International Ice Patrol Technical Report 95-03. US Coast Guard. ss. 20.

Dane źródłowe:

- ciągi wartości średnich miesięcznych temperatur powietrza i ciśnienia atmosferycznego z ORNL (Oak Ridge National Laboratory) pozyskane przez Internet. Tekstowy opis zasobów w: ORNL/CDIAC-53. The Global Historical Climatology Network: Long-Term Monthly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data. Environmental Sciences Division Publication No. 3912. 1992. ss. 99+189.
- Southern Oscillation Index (SOI) pozyskane przez Internet: ftp daac.gsfc.nasa.gov (1866-1994)

Inne źródła - media elektroniczne:

CD-ROM No. 994800: GEDEX (Greenhouse Effect Detection Experiment) Disc 1. Temperature, Clouds, and Radiation. 1992. NASA.

CD-ROM No. 1217880: Global Historical Fields, v. 1.0, August 1994. Department of the Navy & Department of Commerce (NOAA).

CD-ROM No. UETOP 030XB: P.N.Schweitzer. Modern Average Global Sea-Surface Temperature. U.S.Geological Survey Digital Data Series DDS-10. 1993.

Mapy i atlasy:

HO 5124 (1) Routeing Chart - North Atlantic Ocean, January.

HO 5124 (2) Routeing Chart - North Atlantic Ocean, February.

HO 5124 (3) Routeing Chart - North Atlantic Ocean, March.

Tabela 2 - Table 2

Wielkość sum odchyłeń temperatur średnich miesięcznych zimy (01, 02, 03) od średnich wieloletnich w Key West (KWdt), liczba gór lodowych przekraczających 48°N (LGI), logarytm naturalny liczby gór lodowych ($\ln(LG+1)$), sumy odchyłeń temperatur średnich miesięcznych zimy (01, 02, 03) od średnich wieloletnich w St John's (NFLD, SJdt), Goose Bay (Labrador, GBdt) i Schefferville (Labrador, SVdt) w kolejnych latach okresu 1900-1993

The sums deviations of the mean winter air temperatures (January, February, March) from mean monthly many years values at Key West (KWdt), the number of noted icebergs which crossed 48°N in the North Atlantic in a given year (LGI), natural logarithm in $[\text{LGI}+1]$ - ($\ln \text{LG}$), values of sums deviations of mean monthly winter air temperatures from mean monthly many years in St. John's [Newfoundland] - (SJdt), in Goose Bay [Labrador] - (GBdt) and in Schefferville [Labrador] - (SVdt)

Rok	KWdt	LGI	$\ln \text{LG}$	SJdt	GBdt	SVdt
1	2	3	4	5	6	7
1900	-4.5	88	4.48864	6.4	*	*
1901	-4.6	81	4.40672	4.3	*	*
1902	-5.5	48	3.89182	9.6	*	*
1903	2.4	802	6.68835	-1.3	*	*
1904	-0.3	266	5.58725	-5.9	*	*
1905	-3.5	822	6.71296	-4.4	*	*
1906	-3.0	428	6.06146	2.6	*	*
1907	1.2	635	6.45520	-3.0	*	*
1908	-2.1	207	5.33754	3.3	*	*
1909	1.1	1041	6.94890	2.4	*	*
1910	-3.4	51	3.95124	6.6	*	*
1911	0.7	374	5.92693	-4.8	*	*
1912	-1.6	1038	6.94601	-1.7	*	*
1913	6.1	543	6.29895	-2.4	*	*
1914	-3.9	721	6.58203	-3.7	*	*
1915	-5.9	487	6.19032	4.6	*	*
1916	-0.2	55	4.02535	-3.6	*	*
1917	-1.7	38	3.66356	-3.7	*	*
1918	0.5	181	5.20401	-1.4	*	*
1919	-0.3	317	5.76205	3.8	*	*
1920	-2.1	430	6.06611	-2.2	*	*
1921	2.7	762	6.63726	-4.4	*	*
1922	2.6	492	6.20051	-5.8	*	*
1923	3.1	248	5.51745	-9.7	*	*
1924	-3.0	11	2.48491	*	*	*
1925	3.4	109	4.70048	0.2	*	*
1926	-1.7	341	5.83481	-3.0	*	*
1927	1.5	393	5.97635	*	*	*

1	2	3	4	5	6	7
1928	-1.0	507	6.23048	*	*	*
1929	4.0	1329	7.19293	-1.4	*	*
1930	1.2	504	6.22456	*	*	*
1931	-7.6	14	2.70805	*	*	*
1932	4.6	514	6.24417	-2.3	*	*
1933	3.5	216	5.37990	4.6	*	*
1934	0.6	576	6.35784	*	*	*
1935	0.0	872	6.77194	-2.8	*	*
1936	-0.3	25	3.25810	6.7	*	*
1937	4.7	470	6.15486	1.2	*	*
1938	1.9	664	6.49979	-4.1	*	*
1939	5.5	850	6.74641	-4.0	*	*
1940	-6.2	1	0.69315	3.3	*	*
1941	-4.6	3	1.38692	*	*	*
1942	-3.8	30	3.43399	3.4	6.3	*
1943	0.5	840	6.73459	-1.3	-6.6	*
1944	2.1	700	6.55251	-1.3	1.9	*
1945	2.9	1083	6.98841	0.6	-0.9	*
1946	3.1	430	6.06611	0.2	-7.6	*
1947	0.1	63	4.15888	1.4	8.9	*
1948	4.4	523	6.26149	-5.9	-11.7	*
1949	5.5	47	3.87120	0.4	-4.3	-5.9
1950	4.4	457	6.12687	-6.5	-13.0	-10.2
1951	-1.7	8	2.19722	8.0	5.6	4.0
1952	3.0	15	2.77259	5.7	5.0	5.0
1953	2.2	56	4.04305	3.5	0.1	3.5
1954	0.2	312	5.74620	4.9	-0.4	-1.8
1955	0.1	61	4.12713	4.6	6.3	2.7
1956	1.3	80	4.39445	3.3	4.4	5.7
1957	4.2	931	6.83733	-4.2	-2.8	0.6
1958	-8.3	1	0.69315	8.9	18.8	20.9
1959	2.7	689	6.53669	-6.2	-4.0	-2.2
1960	-3.1	258	5.55683	3.2	13.3	10.3
1961	0.2	114	4.74493	-6.1	-5.7	-5.9
1962	1.7	122	4.81218	3.0	-2.8	-4.7
1963	0.1	25	3.25810	1.8	-2.9	-4.4
1964	-0.9	369	5.91350	-1.7	-3.3	-2.9
1965	5.0	76	4.34381	1.9	1.1	-2.8
1966	-2.8	0	0.00000	3.2	13.5	15.9
1967	3.2	441	6.09131	-1.5	-10.5	-9.2
1968	-1.6	230	5.44242	3.9	0.2	-2.3
1969	-3.8	53	3.98898	6.7	15.2	13.8

1	2	3	4	5	6	7
1970	-4.1	85	4.45435	5.5	0.7	-0.3
1971	0.4	73	4.30407	2.6	1.6	1.3
1972	4.6	1588	7.37086	-5.7	-14.1	-12.0
1973	0.4	846	6.74170	0.1	-5.2	-0.3
1974	5.3	1378	7.23562	-6.0	-10.8	-12.2
1975	6.9	100	4.61512	-7.5	-9.8	-5.4
1976	0.9	151	5.02388	1.1	-11.2	-6.6
1977	-2.1	22	3.13549	-0.4	7.6	11.5
1978	-8.8	75	4.33073	0.8	-1.4	-2.2
1979	-1.5	152	5.03044	3.6	4.3	1.7
1980	-0.8	24	3.21888	-0.5	5.2	5.2
1981	-7.0	63	4.15888	5.7	13.2	17.0
1982	5.7	188	5.24175	*	-9.7	*
1983	-4.7	1352	7.21008	3.8	-7.3	-4.4
1984	-1.1	2202	7.69758	2.9	-7.7	-2.2
1985	0.0	1063	6.96979	-4.0	0.5	2.3
1986	-1.6	204	5.32301	0.3	-2.5	-2.7
1987	-0.2	318	5.76519	-1.6	3.1	4.3
1988	-2.7	187	5.23644	1.3	-5.3	-5.6
1989	3.6	301	5.71043	-6.5	-6.2	-8.8
1990	5.4	793	6.67708	-6.5	=	-8.9
1991	5.5	1974	7.58832	=	=	=
1992	0.8	876	6.77651	=	=	=
1993	1.7	1753	7.46965	=	=	=

**CLIMATIC INTERACTION BETWEEN TROPICAL ZONE
AND NORTHERN PART OF MEDIUM LATITUDE ZONE,
ARCTIC AND SUB-ARCTIC REGIONS ALONG THE COASTS
OF WESTERN PART OF THE NORTH ATLANTIC**

Summary

This study deals with climatic and hydrological teleconnection along eastern coast of North America. It occurs during winter time and is manifested by:

1. the occurrence of opposite air temperature between the area of Cuba and Florida and between Baffin Island, Labrador and the Gulf of St. Lawrence and the adjacent to them sea areas (the Davis Strait, the Labrador Sea ...),
2. changes in the Labrador Current activity with the winter changes in air temperature deviation in the area of the Straits of Florida (the rise in positive deviation of air temperature in the region of Key West results in activation of the Labrador Current, the decrease in deviation of air temperature results in the weaker activity of the Labrador Current),
3. changeable number of icebergs crossing parallel 48°N in a given year. It reflects the changeable activity of the Labrador Current (weak activity of the Labrador Current results in evident decrease in the number of icebergs observed to the south of 48°N, the increase in current activity results in greater number of icebergs).

The mechanism of teleconnection phenomena is rather complicated and can be presented in the following way:

1. changes of atmospheric circulation over eastern part of the Caribbean Sea (the area of the Greater Antilles) and eastern part of the Gulf of Mexico lead to the change of wind structure in this area. Greater than average increase in S, SE and SW winds occurrence leads to the rise in winter air temperature in the area of Key West. The same factor activates the Florida Current. The increase which is more than the average in winds occu-

rence from the north over this area in winter results in the decrease in mean monthly winter air temperatures at Key West and Habana and in weaker flow of the Florida Current at the same time.

2. The changes in Florida Current activity are followed by changes in heat resources in the Gulf Stream (increase - decrease, proportionally to the changes of the flow). Further presentation is split into two ways depending on present particular situation A or B.
 - A3. If in winter the increase in heat resources in the Gulf Stream is accompanied by such atmospheric pressure that the difference of pressure between the Bermuda Islands and Cape Hatteras is greater than +2.5 hPa (plus is close to the Bermuda Islands) then the flow of the real Gulf Stream is advanced and the heat losses from the water are inconsiderable. Then massive positive anomalies of sea water temperatures are formed in the Atlantic to the south of 40°N (50°W, abbreviation RN-F is later used) - (situation A).
 - A4. The increased heat resources in the Gulf Stream combined with those in RN-F area change the atmospheric circulation over the NW Atlantic. This happens due to intense heat flow to the atmosphere. Cyclogenesis in the region of eastern coast of the USA has greater intensity and the depressions formed in this area tend to head towards the region of South Greenland more often than average.
 - A5. The last factor, is strong lows with the centre in the area of S Greenland results in the increase in the frequency of Arctic air flow from the eastern part of Canadian Arctica and winter polar-continental air from NW. Such situation leads to the increase in the advection frequency from the north and N and NW over the area of Baffin Island, Labrador, the Gulf of St. Lawrence and the adjacent sea areas and results in:
 - A5.1. the falls in air temperature over the discussed areas,
 - A5.2. the increase in wind frequency from N and NW, activating the Labrador Current,
 - A5.3. the formation of negative anomalies of the water temperatures in the sea areas covered with less concentrated ice and non-frozen in the Labrador Sea and the Davis Strait,
 - A5.4. the increase in ice formation along the coast of Labrador and Newfoundland,

- A5.5. the increase in the number of icebergs crossing the parallel 48°N in a given winter season.
- B3. If the decrease of heat resources in the Gulf Stream is accompanied by poor condition of water heat masses transportation in the right Gulf Stream (the mean difference of atmospheric pressure between the Bermuda Islands and Cape Hatteras is 0.6 hPa or less) then the flow of the Gulf Stream is retarded and the heat losses in the water are considerable. Then there are no positive anomalies of the water temperature by the end of March. In case of such weak positive anomalies of sea water occurred then they disappear by the end of January.
- B4. The decreased flow of heat from the ocean to the atmosphere modifies in a great extent the atmospheric circulation over the NW Atlantic. The cyclogenesis in the area of the USA coast also decreases and the main region of cyclogenesis moves to the area over the NE Atlantic east of 40°W . The depressions formed above the coast of the west head towards the area of Iceland. The depressions formed over the continent eg. Great Lakers head towards the area of the Gulf of St. Lawrence and to Labrador where they stagnate and fill up more often than usual.
- B5. In winter the more frequent flow of sea air from S and SE towards the area of the Gulf of St. Lawrence, the coast of Labrador and the southern part of Baffin Island results in:
- B5.1. the rise in air temperature over the discussed area,
 - B5.2. the increase in strong winds occurrence frequency S and SE winds, they have the effect of retarding the Labrador Current but at the same time they activate the West Greenland Current,
 - B5.3. the formation of positive anomalies of water temperature (due to the limited heat absorption from the water surface when compared to average data) over unfrozen or covered with less concentrated ice sea areas of the Davis Strait and the Labrador Sea,
 - B5.4. the decrease of sea ice limits along the coast of Labrador and Newfoundland,
 - B5.5. the decrease in the number of icebergs crossing 48°N in a given season (as a result of worse condition of transporting in the Labrador Current).

Situation A and B represent the function of the system in extreme anomalous situations. There are also anomalous situations which are less intense. Situations which represent the mean climatic ones in the examined period occurred in few % of winters only.

The changes in operation of this system are controlled by an impulse coming from the tropics. What is the main reason for the changes in winter circulation in the area of the Greater Antilles and eastern part of the Gulf of Mexico has not been analysed here. The only conclusion is that the direct relations with the Southern Oscillation might be excluded. Another element responsible for controlling the work of this system is the state of the Bermudas and Cape Hatteras gate. Here the influence of SO can be observed but is relatively weak.

Such mechanism can operate only in winter, when the stream of heat coming from the ocean is big enough (when compared with the solar radiation) to modify the atmospheric circulation over the NW Atlantic. This has been achieved by modification of the extension and placing of the centres of cyclogenesis and geographical placement of long waves in mid-troposphere.

translated by M. Łozińska