

# ZWIĄZKI MIĘDZY CYRKULACJĄ TERMOHALINOWĄ W PÓŁNOCNYM ATLANTYKU A WARUNKAMI KLIMATYCZNYMI W ARKTYCE

*Jerzy Cyberski*

Zakład Oceanografii Fizycznej, Instytut Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego

Średnie wartości temperatury wody w warstwie powierzchniowej oceanu są efektem relacji między składnikami bilansu cieplnego. Dominującą rolę w tym zakresie spełnia czynnik strefowy warunkujący dozy energii cieplnej docierającej do powierzchni wody. Przestrzenne zróżnicowanie temperatury wody jest jednak w znacznej mierze modyfikowane, głównie na skutek adwekcji masy i energii prądami morskimi, ale również w wyniku funkcjonowania downwellingów i upwellingów oraz złożonych procesów towarzyszących zamarzaniu wody ("stone palce" - Dickson i in. 1990, Druet 1994, 1995) i topnieniu lodu morskiego. Rola prądów jest trudna do przecenienia, szczególnie na obszarze Północnego Atlantyku.

Przepływ ciepła w głąb oceanu powodowany jest kompleksem procesów, jak: konwekcja termohalinowa, wymiana turbulentna i przewodnictwo molekularne. Konwekcję termohalinową wywołuje wzrost gęstości wód, a ten może być powodowany obniżeniem temperatury wody lub wzrostem zasolenia. O ile dobowe wahania temperatury powierzchni wody wywołują konwekcję do głębokości co najwyżej kilku metrów, to zmiany sezonowe mogą sprawiać, że sięga ona do głębokości setek metrów. Wymiana turbulentna, której przyczyną są: mechaniczne oddziaływanie prądów morskich, falowanie wiatrowe, pływy i fale wewnętrzne - jest wprost proporcjonalna do intensywności zjawisk, które je generują. Najmniejszą rolę, z uwagi na znikomą intensywność zjawiska, odgrywa molekularne przewodnictwo ciepła.

W niskich szerokościach geograficznych ocean jest wyraźniej stratyfikowany, w wyniku znacznego pionowego zróżnicowania temperaturowego, w wyższych natomiast, gdzie temperatura jest zdecydowanie niższa, wpływ ten stopniowo zanika. Z tego powodu wierzchnia warstwa, quasi-jednorodna gęstościowo, osiąga większe miąższości często sięgające kilkuset metrów.

Bardzo duże zasoby ciepła zawarte w wodach wschodniej części Północnego Atlantyku są powiązane genetycznie ze źródłami akumulacji energii cieplnej, znajdującymi się w rejonach tropikalnych i subtropikalnych, skąd wynoszone są prądami morskimi, o cechach prądów strumieniowych, ku wyższym szerokościom geograficznym. Ilość akumulowanej energii cieplnej w powierzchniowej warstwie oceanu, poza czynnikami meteorologicznymi warunkującymi procesy jego wymiany z atmosferą, w głównej mierze zależy od zdolności oceanu do akumulowania ciepła, ta zaś od miąższości aktywnej warstwy wody uczestniczącej w owej wymianie.

Na mapie średnich rocznych anomalii temperatury powierzchniowej wód oceanicznych (wyrażonej jako odchylenie od wartości średniej z danej szerokości geograficznej) opracowanej przez Dietricha i Kallego, a cytowanej w licznych opracowaniach (Perry i Walker 1982), obszar Atlantyku między Wielką Brytanią, Norwegią i Islandią odznacza się najwyższymi dodatnimi odchyleniami w skali globalnej. Wyraźnie kontrastuje on z zachodnią częścią Atlantyku na podobnych szerokościach geograficznych. Warunki termiczne na omawianym fragmencie wschodniej części Północnego Atlantyku, na co wskazują wyniki zebrane w trakcie wieloletnich pomiarów (World Ocean Atlas, 1994), cechuje znaczna zmienność.

W rejonach polarnych, gdzie parowanie jest niewielkie, procesy zamarzania i topnienia stają się odpowiednikiem klimatycznego cyklu parowania i opadów (Aagaard i Carmack 1989). W procesie zamarzania średnio 2/3 soli zostaje usuniętych z lodu, a większość pozostającej soli jest następnego lata stopniowo uwalniana do wód morskich, tak że do końca okresu letniego lód posiada jedynie 5+10% pierwotnej zawartości soli. Należy przy tym zauważyć, że olbrzymie ilości prawie słodkiej wody z Morza Arktycznego transportowane są w bezpośrednim sąsiedztwie bardzo słabo ustratyfikowanych wirów konwekcyjnych mórz Grenlandzkiego i Islandzkiego. Stratyfikacja w tych wirach łatwo ulega zaburzeniom w wyniku nierównomiernego nałężenia transportu lodu lub wzmożonego oddziaływania szczególnie Prądu Wschodniogrenlandzkiego (Dickson i in. 1990).

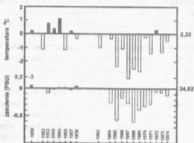
Z kolei w obszarach bezpośrednio sąsiadujących z lodami polarnymi (a także w pobliżu ujść dużych rzek, syberyjskich jak i północnoamerykańskich) zauważa się coroczne tworzenie sezonowej (letniej) termokliny. Taka forma struktury pionowej w wyraźny sposób ogranicza głębokość mieszania turbulენტnego, czego wyraźnym symptomem jest stosunkowo płytko zalegająca i ostro zarysowana dominanta parametru Väisälä -Brunta.

Szczególnie złożone procesy obserwuje się w rejonie Morza Nordyckich (część N Atlantyku między Półwyspem Skandynawskim, Svalbardem, Grenlandią, Islandią i Wyspami Szeffandzkimi - nazwa utrwalona w literaturze oceanograficznej, m.in. Hurdie 1985). Znajduje się tutaj obszar głębokiej wentylacji w obrębie dwóch wirów konwekcyjnych: Wiru Morza Grenlandzkiego, w którym konwekcja sięga dna i Wiru Morza Islandzkiego, gdzie dochodzi do głębokości pośrednich. Efektywność tych powierzchniowo wywołanych konwekcji zależy od stratyfikacji kolumny wodnej oraz od warunków lodowych w Arktyce. Wåg Aagaarda i Carmacka (1989) wprowadzenie nawet niewielkich ilości wody słodkiej do obszaru konwekcyjnego, może ją powstrzymać nawet w przypadku znacznego ochłodzenia powierzchniowego. Rola wody słodkiej jest ważna, bowiem wskutek małego współczynnika rozszerzalności termicznej wody morskiej w niskich temperaturach, stratyfikacja termiczna, w przeciwieństwie do stratyfikacji zasoleniowej, posiada znikomy wpływ na strukturę gęstościową.

Mysak i Power (1991, 1992), Oceanic Interdecadal ... (1992), a wcześniej już Dickson i in. (1975, 1988), wykorzystując rezultaty dobrze zbadanej "wielkiej anomalii zasoleniowej" (GSA - Great Salinity Anomaly), która wystąpiła w latach 1968-1982 na Północnym Atlantyku, ostrożnie sugerowali, że jest prawdopodobne występowanie tutaj cykliczności (o bliżej nie zdefiniowanym okresie, 20-24 lata?). Równocześnie z wystąpieniem wspomnianej anomalii, na znacznych obszarach półkuli północnej (również poza Atlantykiem) pojawiły się zjawiska klimatyczne, których cechy wyrażone np. wskaźnikiem cyrkulacji równoleżnikowej (strefowej), wahaniami ciśnienia atmosferycznego czy temperatury powietrza, wyraźnie odbiegały od wartości przeciętnych (Kożuchowski i Stolarczuk 1994, Nowak-Daszkiewicz i Pereyma 1995).

<sup>1</sup> Dr M. Miętus w swoim referacie "Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w rejonach polarnych Północnego Atlantyku" wygłoszonym na VI Ogólnopolskim Seminarium Meteorologii i Klimatologii Polarnej w gdyni (19-20.04.1996) zwrócił uwagę na pojawiające się niekiedy na Północnym Atlantyku sytuacje meteorologiczne znacznie odbiegające od normy. Obszar i czas wystąpienia takich sytuacji sugerują przypuszczenie o potencjalnym powiązaniu z anomalią zasoleniową w Północnym Atlantyku.

Fluktuacje towarzyszące temu zjawisku, jak można sądzić na podstawie dotychczasowych informacji zaczerpniętych z różnych publikacji, ujawniają się też w stopniu zlodzenia mórz północnej strefy polarnej (Cyberski i Grzonka 1994). Zdaje się to wskazywać na wzajemne powiązania szeregu zjawisk.



Ryc. 1. Anomalie temperatury i zasolenia na głębokości 25 m w rejonie między Islandią a Jan Mayen w czerwcu w okresie 1950-74 (wg Malmberga, z *Oceanic Interdecadal...* 1992)

Anomalies of temperature (temperatura) and salinity (zasolenie) at 25 m depth in the area between Iceland and Jan Mayen in June 1950-74 (after Malmberg, from *Oceanic Interdecadal...* 1992)

Maksimum anomalii zasoleniowej na Północnym Atlantyku w rejonie między Grenlandią i Islandią zaobserwowano w roku 1968 (ten rok przyjmuje się za początek anomalii), ale już w roku 1965 wystąpiło znaczne obniżenie temperatury i zasolenia, w 1966 zmniejszenie odchylenia obu wartości, w natomiast w 1967 miało miejsce wyraźne obniżenie temperatury. Zjawiska te wystąpiły równocześnie z pozytywnym odchyleniem anomalii lodowych w Morzu Grenlandzkim. Maksymalna anomalia zasolenia (-1,9‰) w tym rejonie ponad 3-krotnie przekroczyła wartość odchylenia standardowego w stosunku do średniej z 23 lat (Dickson i in. 1988). Wahanía średnich rocznych wartości odchyleń temperatury wody i zasolenia w okolicy północo-zachod-

nich wybrzeży Islandii w okresie wystąpienie omawianego zjawiska wskazują na synchroniczność obu parametrów (ryc. 1).

Fizyczne znaczenie anomalii zasoleniowej wynika z faktu, że gęstość wody morskiej w temperaturze bliskiej zamarzaniu jest prawie całkowicie kształtowana przez zasolenie. Malmberg (1969) uważa, że wartością graniczną zasolenia wód oceanicznych w tym regionie jest 34,7‰. Poniżej tej wartości powierzchniowa warstwa oceanu o miąższości 200-300 metrów nie jest wymieszana przez konwekcję. Zachodzą zatem sprzyjające warunki aby podczas zimy na stabilnie ustratyfikowanej powierzchni wody utworzył się lód. Przeciwnie, gdy zasolenie jest większe, wody mają większą gęstość, głębokość mieszania jest większa, co w rezultacie utrudnia powstawanie lodu (ryc. 2).



Ryc. 2 Schemat przedstawiający zatrzymanie konwekcji na północ od Islandii w warstwie powierzchniowej poniżej 34,7‰ (wg Dicksona i in. 1988)

Schematic diagram illustrating the suppression of convection north of Iceland as upper-ocean salinities decrease below 34,7‰ (after Dickson et al. 1988)

Trasa, którą przemieściła się anomalia zasoleniowa, została dość dobrze rozpoznana na podstawie odnotowanych spadków zasolenia wód na Północnym Atlantyku (ryc. 3). Kolejne daty na obszarze oceanu tworzą układ odznaczający się logicznym sensem - pokrywają się bowiem z wielkim wirem antycyklonalnym. Pojawienie się anomalii zasoleniowej było dość nagłe i znaczne w swoim wymiarze.

Przyczyny powstania anomalii zasoleniowej według Dicksona i in. (1988) należy upatrywać we wzroście adwekcji mas powietrza z północy w wyniku wzrostu ciśnienia atmosferycznego nad Grenlandią (średnio o ponad

rów zintensyfikowało to wiatry i transport wody polarnej przez Prąd Wschodniogrenlandzki. Prąd ten w latach 1948-1963 był niemal wolny od lodów, natomiast w okresie 1964-1974 transportował duże ilości lodów morskich.

Z kolei Mysak i in. (1990) oraz Mysak i Power (1991) twierdzą, że anomalia zasoleniowa mogła powstać w wyniku zwiększonego odpływu wód rzecznych z Ameryki Północnej w latach 1964-1966, co spowodowało wysłodzenie zachodniej części Morza Arktycznego, a w dalszej kolejności zwiększenie masy silniej wysłodzonych lodów, w konsekwencji zaś, po kilku latach zwiększony spływ wysłodzonych wód w rejon Morza Grenlandzkiego. Potwierdzają to wysokimi wartościami współczynników korelacji z kilkuletnim przesunięciem zmiennych zależnych w stosunku do niezależnych.

Obecna sytuacja w Północnym Atlantyku, wg Aagaarda i Carmacka (1989), nie wymaga wydatnego zwiększenia strumienia słodkiej wody lub deglacjacji aby wpłynąć na zakres konwekcji. Już niewielkie zmiany transportu wysłodzonej wody (pochodzącej z roztopionych lodów morskich, a nie lodu lodowcowego) niesionej przez Prąd Wschodniogrenlandzki mogą zmienić lub zatrzymać konwekcję. Zwiększenie rocznego transportu wód wysłodzonych przepływających przez Cieśninę Frama zaledwie o 6% może spowodować zatrzymanie głębokiej konwekcji. Ilość obecnie tworzonych wód głębinowych szacowana jest na 20 Sv, a ich temperatura wynosi ok. 2°C, natomiast temperatura wód zasilających ten region posiada 10°C. Zatem "produktem ubocznym" w procesie tworzeniu wód głębinowych jest ciepło uwalniane do atmosfery w ilości ok.  $5 \times 10^{21}$  cal/rok! Odpowiada to 30% energii słonecznej dochodzącej do Oceanu Atlantyckiego w obszarze na północ od 30° szerokości geograficznej północnej (Broecker i in. 1985).

Wyniki badań modelowych prowadzonych na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych wskazywały na szczególnie duże znaczenie powierzchniowej warstwy wód wysłodzonych. Prowadziły do przekonania, że ewidentnym skutkiem będzie zatrzymanie konwekcji i ograniczenie tworzenia się wód głębinowych, co w efekcie prowadziłoby do nadzwyczajnych zmian cyrkulacji oceanicznej i klimatu.

Nowsze wyniki badań nieco złagodziły wcześniejsze sugestie o możliwości zmian określanymi jako potencjalnie "dramatyczne". Wysuwa się tezę, że radykalne zmiany, w tym zatrzymanie formowania się wód głębinowych, jest mało prawdopodobne na poziomie współcześnie obserwowanych wahań zasolenia. Power i in. (1994), na podstawie własnego modelu

dowodzą, że dopiero niedobór soli 8-krotnie większy od zaobserwowanego w czasie anomalii zasoleniowej (GSA) spowodowałby trwałe zmiany cyrkulacji termohalinowej.

Badania prowadzone w związku z anomalią zasoleniową zintensyfikowały studia nad problemem wytwarzania wód głębinowych w skrajnie odmiennych warunkach klimatycznych. Sądzi się, że np. w okresach glacialnych ich "produkcja" była znacznie zredukowana. Boyle (za Broeckerem 1985) odkrył, że zawartość kadmu w węglanach wytwarzanych przez mikrofaunę żyjącą na dnie oceanu w wodach głębinowych była w okresie glacialu wyższa niż obecnie. Według Boyle'a stosunek Cd/Ca w otwornicy bentonicznej jest proporcjonalny do stosunku Cd/Ca wody, w której te organizmy żyją. Współcześnie w Północnym Atlantyku, w porównaniu z Pacyfikiem, zawartość Cd jest niska, co przypisywane jest wytwarzaniem w dużej ilości wodom głębinowym. Broecker (1985) podaje na podstawie Oeschgera, że funkcjonują dwa wzorce systemu ocean-atmosfera-biosfera, towarzyszące sytuacjom silnego lub słabego tworzenia wód głębinowych w Północnym Atlantyku. W czasie interglacialu system funkcjonuje według wzoru silnego, a podczas glacialu według słabego.

Geneza anomalii zasoleniowej, której towarzyszyły znaczne zmiany klimatyczne w rejonie wysokich szerokości geograficznych Oceanu Atlantyckiego, z Arktyką włącznie, a także w Europie i na znacznych obszarach NW Azji wzbudziła duże zainteresowanie zwłaszcza w kręgach oceanologów, a także klimatologów. Brak odpowiednio długich serii danych z obserwacji meteorologicznych i oceanologicznych w obszarach polarnych szczególnie utrudnia rozwiązanie tej kwestii, jak również uniemożliwia opracowanie wiarygodnej teorii zjawiska oraz określenia prawdopodobieństwa jego powtarzalności.

Problem funkcjonowania różnorodnych mechanizmów, w których geneza i sekwencje zdarzeń obejmują wiele czynników meteorologicznych, oceanograficznych i hydrologicznych (zmienne objętości dopływających wód rzecznych do określonych obszarów Arktyki) jest póki co na tyle skomplikowany, a równocześnie atrakcyjny, że będzie zapewne jeszcze długo prowokował specjalistów do podejmowania tych trudnych tematów. Zagadnienia te są od pewnego czasu podejmowane również w Polsce. Ostatnio interesujące rezultaty swoich przemyśleń tego zakresu nakreślił Marsz (1995).

W opracowaniu wykorzystano informacje zawarte w pracy magisterskiej J. Kraśnickiej pt. "Tworzenie się wód głębinowych w morzach nordyckich oraz ich powiązanie z wahaniami klimatycznymi", która została wykonana w Instytucie Oceanografii UG pod kierunkiem autora, Gdynia 1995.

Opracowanie wykonane w ramach BW-1330-5-0034-6.

### Literatura

- Aagaard K., Carmack E.C., 1989, The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. of Geophys. Res.*, 94, s. 14485-14498.
- Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D., 1985, Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, s. 21-25.
- Cyberski J., Grzonka S., 1994, Warunki klimatyczne w północnej strefie polarnej a zmienność zlodzenia Bałtyku. *Problemy Klimatologii Polarnej* 4, WSM Gdynia, s. 139-144.
- Dickson R.R., Gmitrović E.M., Watson A.J., 1990, Deep water renewal in the northern North Atlantic. *Nature*, 344, s. 848-850.
- Dickson R.R., Lamb H.H., Malmberg S.A., Colebrook J.M., 1975, Climatic reversal in the northern North Atlantic. *Nature*, 256, s. 479-481.
- Dickson R.R., Meinke J., Malmberg S.A., Lee A.J., 1988, The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968/1982. *Progress in Oceanography*, 20, s. 103-151.
- Druet C., 1994, *Dynamika stratyfikowanego oceanu*. PWN, Warszawa, s. 225.
- Druet C., 1995, *Elementy hydromechaniki geofizycznej*. PWN, Warszawa, ss. 111.
- Hurdle B. G. (red.), 1986, *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, New York, ss. 942.
- Koźuchowski K., Stolarczuk A., 1994, Cykliczne wahania i fluktuacje wskaźnika cyrkulacji strefowej na półkuli północnej. *Zesz. Naukowe Uniw. Szczecińskiego*, 134, *Marine sciences*, 2, ss. 9-25.
- Malmberg S.A., 1969, Hydrographic Changes in the Waters between Iceland and Jan Mayen in the last Decade, *Jtull*, 19, s. 30-43.
- Marsz A.A., 1995, Zagadnienie zasięgu pokrywy lodów morskich w Arktyce a zmiany warunków klimatycznych półkuli północnej (problem Arktyki

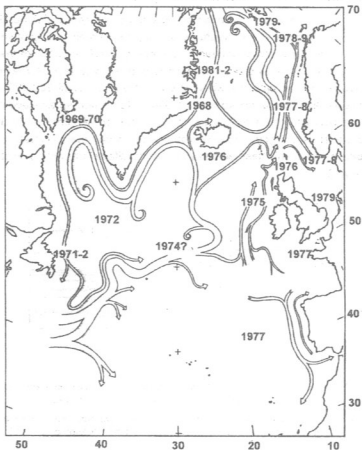


The most complicated processes are observed in northern seas, where deep mixing takes place within the eddy of Greenland Sea, where convection is bottom-deep and the eddy of Island Sea, where convection reaches intermediate depths. Two things have an effect on the maximum depth of convection: Stratification of water column and ice conditions in the Arctic. According to Åagaard and Carmack (1988) small quantity of freshwater within the convection region may cease the process even if there is active surface cooling. As the coefficient of thermal expansion of seawater is small for low temperatures, thermal stratification (contrary to stratification due to salinity) has a little effect on density structure.

For evaporation in polar region is small, freezing and melting play the role of precipitation and evaporation in climatic cycle. On average 2/3 of salt is given out from seawater while freezing. Most of the salt which is still in ice is gradually given out next summer, so when the summer ends the ice contains only 5 - 10% of the original salt content. Uneven ice transfer with its melt-water and interactions of the East-Greenland Current can readily disturb stratification of the eddies.

Small changes in transfer of mass of water of decreased salinity (as a result of melting sea ice not glaciers) carried by the East-Greenland Current may change or cease convection process. The quantity of presently formed deep water mass is estimated at 20 Sv, and its temperature is about 2°C. Whereas temperature of water flowing into the region is about 10°C. So, a "side-effect" of forming the deep water mass is heat which is freeing into atmosphere estimated at  $5 \cdot 10^{21}$  cal/yr. It is equal to 30% of energy received by North Atlantic (to 30°N) from the Sun.

Fluctuations of heat content in active layer of ocean are related to thermohaline circulation, mainly to changeable convection intensity. Results of long data series analysis indicate good correlation between oceanographical and meteorological properties. The correlation is most distinctive in some indexes of atmospheric circulation, air temperature (particularly in winter) and precipitation.



Ryc. 3. Trasa wielkiej anomalii zasoleniowej 1968-1982 (wg Dicksona i in., 1988)  
Route the Great Salinity Anomaly 1968-1982 (after Dickson et al., 1988)

3 hPa w okresie 1956-1965, a w zimie nawet o 7 hPa, dalszy wzrost o 5 hPa nastąpił w latach 1966-1970). Zimą 1970/1971 anomalia wysokiego ciśnienia nad Grenlandią uległa załamaniu, ciśnienie w okresie 1971-1974 w stosunku do lat 1966-1970 obniżyło się o blisko 10 hPa. Według wymienionych auto-

- "bezlodowej"), XXII Sympozjum Polarne, Zamek Książ, 27-28.X. 1995 Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, s.49-59.
- Miętus M., 1994, Lokalna cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Północnego Atlantyku. *Problemy Klimatologii Polarnej* 4, WSM Gdynia, s.99-103.
- Mysak L.A., Manak D.K., Marsden R.F., 1990, Sea-ice anomalies in the Greenland and Labrador Seas during 1901-1984 and their relation to an interdecadal Arctic cycle, *Climate Dynamics*, No 5, s.111-133.
- Mysak L.A., Power S.B., 1991, Greenland Sea ice and salinity anomalies and interdecadal climate variability, *Climatological Bulletin*, 25, s.81-90.
- Mysak L.A., Power S.B., 1992, Sea-ice anomalies in the Western Arctic and Greenland-Iceland Sea and their Relation to Interdecadal climate Cycle. *Climatological Bulletin*, 26, s.147-176.
- Nowak-Daszkiewicz M., Pereyma J., 1995, Tendencje klimatyczne obszaru bałtyckiego. [w:] *Klimat Dolnego Śląska. Acta Universit. Wratislav.* No 1705, *Prace Instytutu Geograficznego, Seria C, Meteorologia i Klimatologia t.II*, s.123-134.
- Oceanic Interdecadal Climate Variability, 1992, Intergovernmental Oceanographic Commission, techn. ser. 40, Unesco, 37
- Power S.B., Moore A.M., Post D.A., Smith N.R., Kleeman R., 1994, Stability of North Atlantic deep water formation i a global ocean general circulation model, *Journal of Physical Oceanography*, 24, 904915
- Perry A.H., Walker J.M., 1982, *System ocean-atmosfera*, Wyd. Morskie, 296
- World Ocean Atlas 1994, CD-ROM Data Sets, U.S. Department of Commerce, NOAA, Ocean Climate Laboratory, Washington DC

## RELATIONSHIP BETWEEN THERMOHALINE CIRCULATION IN NORTH ATLANTIC AND THE CLIMATIC CONDITIONS IN THE ARCTIC

### Summary

The highest positive values of surface temperature anomaly (counted as a deviation from the mean temperature for given latitudes) are found in North-East Atlantic, and they are distinctly different from those for West Atlantic at the same latitudes.