

УДК 551.465

А.С. Фалина¹, А.А. Сарафанов², С.А. Добролюбов³, В.С. Запотылько⁴, С.В. Гладышев⁵**КОНВЕКЦИЯ И СТРАТИФИКАЦИЯ ВОД НА СЕВЕРЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ ЗИМОЙ 2013/14 ГГ.**

На основе анализа зимних данных буев Argo исследованы пространственные характеристики океанской конвекции в субполярном круговороте Северной Атлантики зимой 2013/14 гг. Очаги наиболее интенсивного конвективного перемешивания выявлены путем оценки и картирования вертикальной стратификации толщи вод. Обнаружены очаги формирования субполярных модальных вод вдоль течения Ирмингера: над северо-западным склоном хребта Рейкьянес и вблизи Датского пролива. Расположение очагов конвекции и пространственное изменение характеристик перемешанного слоя в этих очагах согласуется с современной концепцией об обособленном формировании модальных вод в каждой из ветвей Северо-Атлантического течения и увеличении плотности модальных вод в северном направлении. Главную роль в формировании лабradorской водной массы играл очаг глубокой конвекции в море Лабрадор, где глубина перемешивания впервые за шесть лет достигла 1750 м. Формирование относительно холодных и распресненных промежуточных вод, по своим характеристикам соответствующих лабradorской водной массе, также обнаружено в районе к югу от мыса Фарвель и в южной части моря Ирмингера.

Ключевые слова: океанская конвекция, буи Argo, верхний перемешанный слой, Северная Атлантика, субполярные модальные воды, лабradorская водная масса.

Введение. В работе представлены результаты исследования пространственных особенностей океанской конвекции зимой 2013/14 гг. на севере Атлантического океана в регионе, расположенном к северу от 53° с. ш., к западу от хребта Рейкьянес (рис. 1). Здесь в очагах глубокой конвекции в море Лабрадор и море Ирмингера в наиболее суровые зимы толщина верхнего перемешанного слоя (ВПС) в несколько раз превосходит величины, характерные для остальной части акватории субарктической Атлантики (300–500 м) [Vage et al., 2009]. Глубокая конвекция в этих очагах приводит к формированию холодных распресненных промежуточных вод – лабradorской водной массы [Lazier, 1973; Добролюбов, Соков, 2002; Pickart et al., 2003; Falina et al., 2007; de Jong et al., 2012] – одной из главных водных масс, образующих нижнее звено глобального межконтинентального «конвейера» [Лаппо, 1984; McCartney and Talley, 1984]. Поэтому исследование конвекции на севере Атлантики необходимо для пополнения знаний о механизмах крупномасштабной циркуляции вод Мирового океана.

Наиболее интенсивная конвекция в субарктической Атлантике наблюдалась в первой половине 1990-х гг. [Yashayaev, 2007]. В море Лабрадор максимальные глубины конвекции составляли 2000–2400 м [Lazier et al., 2002; Kieke and Yashayaev, 2015]; в море Ирмингера конвекция, по косвенным оцен-

кам, могла достигать глубин около 1500 м [Pickart et al., 2003; Falina et al., 2007]. Резкое смягчение зим после 1995 г. привело к существенному уменьшению интенсивности конвекции в регионе [Lazier et al., 2002]. В период с 1996 по 2013 гг. было лишь несколько зим, когда конвективное перемешивание проникало до глубин 1500–1800 м в море Лабрадор [Yashayaev and Loder, 2009; Kieke and Yashayaev, 2015] и 800–1000 м в море Ирмингера [Vage et al., 2008, 2009; de Jong et al., 2012]. Зимой 2013/14 гг., выбранной нами для анализа, конвекция в море Лабрадор, впервые с 2008 г., достигла глубин 1700–1800 м [Kieke and Yashayaev, 2015]. Сведений о максимальных глубинах конвекции зимой 2013/14 г. в субарктической Атлантике за пределами моря Лабрадор практически нет.

До недавнего времени исследования конвекции на севере Атлантики были основаны главным образом на судовых съемках и стационарных наблюдениях. Вследствие суровых погодных условий в зимнее время судовые съемки выполняются преимущественно весной, летом и осенью и поэтому дают информацию о характеристиках лишь той (нижней) части ВПС, которая сохранилась после сезонной рестратификации, то есть после восстановления стратификации вод в верхних слоях океана (см. [Lazier et al., 2002; Pickart et al., 2003; Falina et al., 2007]). Редкое исключение – полигонная судовая

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, лаборатория гидрологических процессов, ст. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* falina_a@mail.ru

² Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, лаборатория гидрологических процессов, ст. науч. с., докт. геогр. н.; *e-mail:* sarafanov@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, декан, профессор, докт. геогр. н.; *e-mail:* dobrosience@yandex.ru

⁴ Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, отдел научных экспедиций и флота, глав. спец.; *e-mail:* oceanolog@oceanolog.ru

⁵ Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, отдел научных экспедиций и флота, зам. зав., канд. геогр. н.; *e-mail:* sgladyshv@ocean.ru

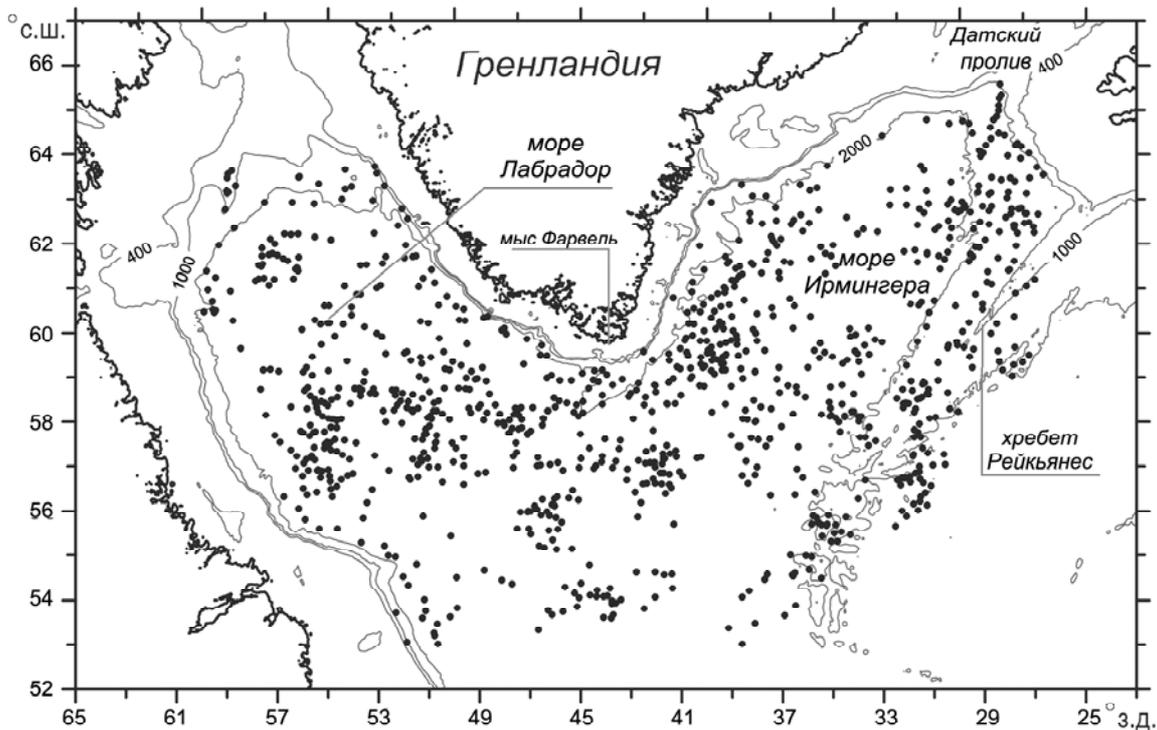


Рис. 1. Положение профилей Argo, использованных в исследовании (декабрь 2013 г. – апрель 2014 г.)

Fig. 1. Locations of the Argo profiles used in the study (December 2013–April 2014)

съемка, выполненная в феврале–марте 1997 г. в море Лабрадор [Pickart et al., 2002]. Близкие к непрерывным стационарные измерения на станциях погоды (см., например, [Lazier et al., 1973]) и заякоренных буйковых станциях [Lilly et al., 1999; Vage et al., 2008; de Jong et al., 2012] позволяют определять локальные характеристики ВПС в процессе конвективно-перемешивания, но не позволяют судить о пространственных особенностях этого процесса.

С начала 2000-х гг. благодаря автономным дрейфующим буям Argo стали доступны всесезонные данные о термохалинных характеристиках и, как следствие, о стратификации вод Мирового океана на глубинах до 2000 м. Это дает возможность достоверно определять толщину и характеристики ВПС непосредственно во время конвекции или вскоре (в течение первых недель) после ее прекращения, когда рестратификация затронула лишь самую верхнюю часть перемешанного слоя (см., например, [Vage et al., 2009; de Jong et al., 2012]). На основе данных Argo были получены оценки глубин конвекции в море Лабрадор [Avsic et al., 2006; Vage et al., 2009; Yashayaev and Loder, 2009; Kieke and Yashayaev, 2015] и море Ирмингера [Vage et al., 2009; de Jong et al., 2012] в отдельные годы, а также сведения о средней многолетней толщине ВПС на севере Атлантики в период относительно слабой конвекции в первой половине 2000-х гг. [Vage et al., 2009].

Данные Argo используются для картирования осредненных по времени и пространству (климатических) значений толщины ВПС для всего Мирового океана (см., например, [de Boyer Montegut et al., 2004]). Одно из достоинств климатических массивов – глобальный охват. Однако эти массивы не

позволяют судить об экстремальных, наибольших глубинах конвекции, наблюдавшихся в выбранный для осреднения интервал времени.

Мы поставили перед собой цель разработать и применить метод, позволяющий по данным Argo картировать экстремальное, наименее стратифицированное состояние водной толщи. Это дает возможность автоматизировано выявлять очаги наиболее глубокой конвекции и затем достоверно, вручную определять термохалинные характеристики и максимальную толщину ВПС в этих очагах. Исследование проведено с использованием данных Argo, полученных в субарктической Атлантике зимой 2013/14 гг.

Данные и метод исследования. В работе использованы данные измерений температуры и солёности вод в верхнем 2000-метровом слое океана, полученные с помощью дрейфующих буев Argo в период с 1-го декабря 2013 г. по 30-е апреля 2014 г. (источник данных – база www.coriolis.eu.org). Временной отрезок был выбран в соответствии с результатами предшествующих исследований, согласно которым в этот период года в субполярном круговороте Атлантики возможно формирование ВПС толщиной более 200 м (см. рис. 7 в [de Jong et al., 2012]). В анализ были включены 1013 STD-профилей, полученных 87 буями в регионе, ограниченном параллелью 53° с. ш. на юге и подводным хребтом Рейкьянес на востоке (рис. 1). В связи с тем, что данные, полученные разными буями, обладают различным разрешением по вертикали (от 1 до 10 м в верхнем слое океана, от 1 до 50 м на промежуточных глубинах), для дальнейшего анализа все данные путем линейной интерполяции были приведены

к единой дискретности по глубине (10 м). Эта процедура позволила оптимизировать работу с данными, не исказив при этом результаты: в контексте нашего исследования неоднородности профилей с меньшим вертикальным масштабом, чем итоговая дискретность (то есть с масштабом порядка 1 м), представляют собой «шум», существенно менее выраженный, чем анализируемые нами изменения характеристик в толще вод в масштабе десятков и сотен метров.

В качестве меры интенсивности конвекции обычно используется толщина ВПС: сильному/слабому конвективному перемешиванию соответствует большая/малая толщина перемешанного слоя. Главное свойство и идентификационный признак ВПС – его однородность по вертикали, поэтому нижняя граница ВПС определяется как глубина, на которой значения вертикальных градиентов свойств начинают существенно отличаться от нуля. При определении нижней границы ВПС по данным профилирования чаще всего анализируется вертикальное распределение плотности (обычно аномалии потенциальной плотности, приведенной к давлению 0 дбар, $-\sigma_0$)⁶ или зависящих от этого распределения характеристик: вертикальной устойчивости, потенциальной завихренности [Pickart et al., 2002; Vage et al., 2008; Vage et al., 2009; de Jong et al., 2012].

На практике определение нижней границы ВПС не всегда тривиально: нередки случаи, когда граница между ВПС и нижележащей стратифицированной толщей вод не носит выраженного, скачкообразного характера ввиду относительно слабой стратификации на промежуточных глубинах в субполярном круговороте (см., например, [de Jong et al., 2012]). В связи с этим достоверное определение толщины ВПС по данным профилирования требует индивидуального неавтоматизированного анализа каждого профиля (см., например, [Pickart et al., 2002; Vage et al., 2009]). Этот подход не исключает (неизбежной) субъективности при определении толщины ВПС и, при работе с большими массивами данных, требует больших затрат сил и времени.

Разработанный нами метод состоит в поиске районов наиболее интенсивной конвекции путем количественной оценки и картирования стратификации в верхней части толщи вод, а именно – осредненно по глубине вертикального градиента потенциальной плотности σ_0 (далее СГП – средний градиент плотности).

Для получения значений СГП сначала по данным каждого профиля Argo был произведен расчет вертикальных градиентов плотности для 10-метровых слоев от поверхности океана до глубины последнего измерения. Затем значения градиентов были осреднены по вертикали в пределах более мощных слоев, имеющих единую верхнюю границу (глубину

150 м) и различные нижние границы: 400, 500, 600 м и т. д. до 2000 м. Сравнение карт СГП, построенных для каждого слоя (о методике картирования см. ниже), позволяет отслеживать изменение стратификации с глубиной и таким образом выявлять районы наиболее глубокого перемешивания. В работе представлены наиболее наглядные карты, построенные для 4 слоев: с нижними границами 400, 600, 1000 и 1600 м (рис. 2).

Выбор в качестве верхней границы не поверхности океана, а глубины 150 м обусловлен необходимостью уменьшить влияние начала рестратификации на полученные значения СГП. Рестратификация приповерхностных вод начинается сразу после прекращения конвекции и может в короткие сроки (порядка 10 дней) затронуть верхние ~50–200 м перемешанного слоя (см. рис. 12 в [Lilly et al., 1999]). Поэтому если профилирование выполнено вскоре после прекращения конвекции, вертикальный градиент плотности в приповерхностном слое может существенно отличаться от нуля. В результате, несмотря на явные признаки локально сформированного ВПС глубже приповерхностного рестратифицированного слоя, значение СГП, полученное при осреднении от поверхности океана, тоже будет существенно отличаться от нуля, ложно указывая на отсутствие интенсивной конвекции в данном месте. Проведя серию тестов, мы пришли к выводу, что при расчете СГП оптимальная верхняя граница слоев – глубина 150 м. (Выбор несколько меньшей или большей глубины – например, 100 или 200 м – влияет на значения СГП, но не приводит к качественным изменениям полученной пространственной картины).

Следующий этап анализа состоял в картировании СГП – в построении пространственной картины стратификации для каждого слоя. Профили Argo обеспечивают достаточно подробную съемку акватории (рис. 1), но эта съемка, в отличие от, например, судовых измерений на полигоне, носит «случайный» характер. В результате профили, полученные в районе конвекции во время интенсивного перемешивания или вскоре после его окончания (малые значения СГП), соседствуют с профилями, полученными до начала интенсивного перемешивания или спустя продолжительное время после его прекращения (большие значения СГП). Поэтому картирование полного набора значений СГП, полученных для всех профилей, дает мозаичную, «шумную», заведомо нерепрезентативную картину. Для устранения этого эффекта перед картированием была проведена фильтрация значений СГП для каждого слоя.

Процедура фильтрации состояла в следующем. В итоговый набор значений были отобраны те значения СГП (ϕ , λ) из исходного полного набора, которые удовлетворяют хотя бы одному из двух критериев: (1) СГП (ϕ , λ) $\leq 3 \cdot 10^{-6}$ кг м⁻⁴; (2) все осталь-

⁶ Далее для краткости вместо термина «аномалия потенциальной плотности» наряду с обозначением σ_0 мы будем использовать термины «потенциальная плотность» или «плотность».

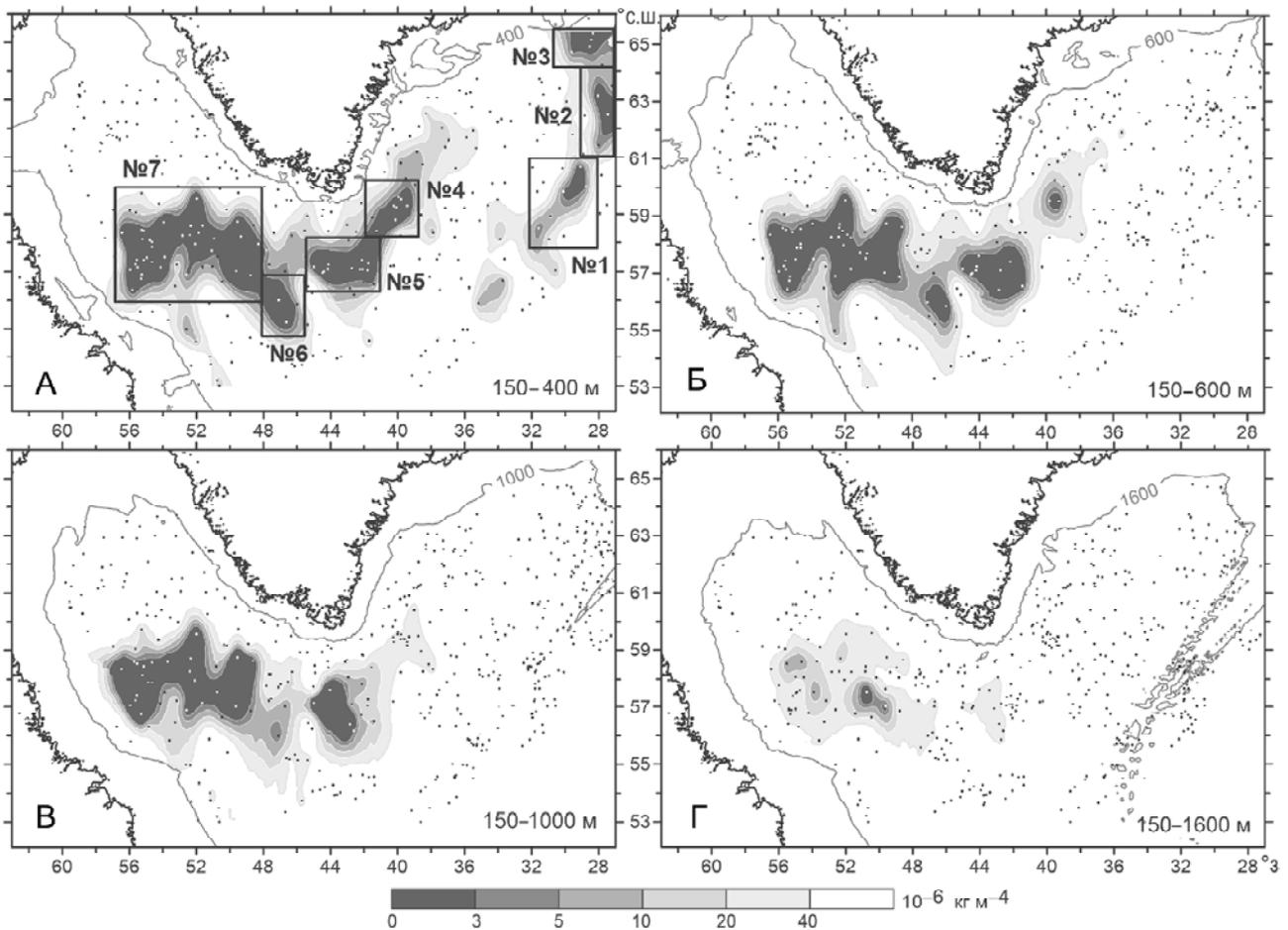


Рис. 2. Осредненный по глубине вертикальный градиент потенциальной плотности σ_0 (СГП, 10^{-6} кг м $^{-4}$) в слоях 150–400 м (А), 150–600 м (Б), 150–1000 м (В) и 150–1600 м (Г). Значения СГП в каждом слое прошли процедуру фильтрации (см. текст). Точками отмечены положения профилей Argo после фильтрации данных. На рис. 2, А прямоугольниками показаны районы наиболее интенсивной конвекции, в пределах которых проводилось определение характеристик верхнего перемешанного слоя (таблица)

Fig. 2. Depth-averaged vertical gradient of potential density σ_0 (СГП, 10^{-6} kg m $^{-4}$) for the layers 150–400 m (А), 150–600 m (Б), 150–1000 m (В) and 150–1600 m (Г). The СГП values in each layer underwent a filtering procedure (see the text). The dots show the locations of the Argo profiles after the filtering. The rectangles in Fig. 2, А indicate the areas of the most intense convection, where the mixed layer properties were determined (see Table)

ные значения в окрестности с радиусом 50 км составляют не менее 60% от СГП (φ , λ). Таким образом, в результате фильтрации были оставлены близкие к нулю СГП (φ , λ), а также те значения СГП (φ , λ), вблизи которых нет существенно меньших значений. Оптимальные параметры – пороговое значение $3 \cdot 10^{-6}$ кг м $^{-4}$, радиус 50 км и параметр «толерантности» 60% – были подобраны таким образом, чтобы процедура фильтрации (1) не затрагивала крайне малые значения СГП, свидетельствующие о том, что слой практически однороден по вертикали, (2) устраняла большие значения СГП из явных очагов конвекции, но при этом (3) включала в итоговый массив наибольшее количество значений СГП из исходного массива.

После фильтрации в среднем для всех слоев осталось около 50% значений СГП. На основе полученных отфильтрованных массивов построены карты распределения СГП (рис. 2). Эти карты показывают наименее стратифицированное состояние верхней части толщи вод в регионе зимой 2013/14 гг. –

в той мере, в какой это состояние отражено в данных Argo. Области наименьшей стратификации (близкие к нулю СГП) соответствуют районам наиболее глубокого конвективного перемешивания – «очагам» конвекции. Адвективное происхождение практически однородных по вертикали объемов вод, идентифицируемых нами как локально сформированный ВПС, крайне мало вероятно. Горизонтальный перенос конвективных вод на существенные (в региональном масштабе) расстояния неизбежно сопровождается разрушением вертикальной однородности этих вод, прежде всего – в верхней части водной толщи на глубинах до нескольких сотен метров (см., например, [Vage et al., 2009]). Поэтому в случае, если профиль Argo показывает практически однородную по вертикали толщу вод, начиная с приповерхностных глубин, мы можем с уверенностью утверждать, что эта однородность – следствие конвекции, происходившей во время наблюдения или непосредственно перед наблюдением в месте наблюдения или в непосредственной близости к это-

му месту. Тем не менее, возможный малый эффект горизонтальной циркуляции исключить нельзя, и поэтому очертания выявленных нами районов конвекции могут несколько отличаться от тех границ, в пределах которых глубокое перемешивание происходило в действительности.

Для анализа пространственных особенностей ВПС были выделены 7 районов (рис. 2, А), в пределах которых определены температура, соленость, плотность и максимальная толщина перемешанного слоя (таблица). Поиск профилей с наибольшей толщиной ВПС в каждом из районов осуществлен вручную среди профилей с близкими к нулю значениями СГП ($\leq 3 \cdot 10^{-6}$ кг м⁻⁴). Количество таких профилей составило около 10% от общего количества профилей, задействованных в исследовании. Таким образом, разработанный нами метод существенно упростил задачу обнаружения профилей с наибольшей толщиной перемешанного слоя.

Результаты исследования. По данным, полученным зимой 2013/14 гг. в северо-восточной части моря Ирмингера, выявлено три очага конвекции, в которых толщина ВПС достигала 500–550 м (рис. 2, А; 3, Б; таблица). Эти очаги расположены вдоль течения Ирмингера (самой западной ветви Северо-Атлантического течения [Versch et al., 1999]), которое переносит относительно теплые и соленые воды из умеренных широт в северную часть моря Ирмингера над западным склоном хребта Рейкьянес.

Зимняя конвекция в обнаруженных очагах приводит к формированию субполярных модальных вод (СПМВ). СПМВ – класс вод, формирующихся в результате зимней конвекции на севере Атлантического океана на обширной акватории, охватывающей море Ирмингера, район над хребтом Рейкьянес, Исландский бассейн, район над плато Хаттон-Роколл и проход Рокколл [McCartney and Talley, 1982; Brambilla and Talley, 2008]. Эти воды формируются вследствие охлаждения и увеличения плотности вод

субтропического происхождения, поступающих с Северо-Атлантическим течением в субполярные широты [McCartney and Talley, 1982; Hanawa and Talley, 2001]. СПМВ можно идентифицировать над постоянным пикноклином по вертикальной однородности температуры и солености и высокому содержанию растворенного кислорода [Johnson and Gruber, 2007; Brambilla and Talley, 2008]. Несмотря на значительные различия в условиях формирования СПМВ, и следовательно, в температуре и солености этих вод [Garcia-Ibanez et al., 2015], существуют единые критерии для их идентификации на северо-востоке Атлантики (вне моря Лабрадор): потенциальная плотность менее 27,7, соленость более 34,98 епс, потенциальная завихренность менее $6 \cdot 10^{-11}$ м⁻¹ с⁻¹ [Johnson and Gruber, 2007; Thierry et al., 2008; de Boisseson et al., 2012].

Характеристики ВПС в районах конвекции над западным склоном хребта Рейкьянес и вблизи Датского пролива ($6,7 < \theta < 8,1^\circ\text{C}$, $35,06 < S < 35,15$ епс, $27,37 < \sigma_0 < 27,52$, см. таблицу и рис. 3, А), удовлетворяют приведенным выше критериям и близки к характеристикам СПМВ, зафиксированным в том же районе по данным летних наблюдений в 2001–2006 гг. ($6,0 < \theta < 8,0^\circ\text{C}$, $35,0 < S < 35,2$ епс, $27,4 < \sigma_0 < 27,6$) (см. рис. 6 в [Thierry et al., 2008]). Ранее на основе численного моделирования и данных летних наблюдений [Brambilla and Talley, 2008; Thierry et al., 2008; de Boisseson et al., 2012] было показано присутствие СПМВ над хребтом Рейкьянес и в северной части моря Ирмингера, однако авторы предыдущих исследований связывали происхождение этих вод с конвекцией в Исландском бассейне и над восточным склоном хребта. Полученные нами прямые свидетельства зимнего перемешивания вод от поверхности океана до глубин 500–550 м вдоль течения Ирмингера в январе–феврале 2014 г. (рис. 3, Б) согласуются с концепцией, согласно которой формирование СПМВ происходит обособленно вдоль каждой из ветвей Северо-Ат-

Характеристики верхнего перемешанного слоя и его максимальная толщина в районах наиболее интенсивной конвекции, отмеченных на рис. 2, А. Диапазоны значений соответствуют разбросу характеристик в пределах областей наименьшей вертикальной стратификации (СГП менее $3 \cdot 10^{-6}$ кг м⁻⁴)

№ района	Максимальная толщина слоя (м)	Аномалия потенциальной плотности σ_0	Соленость (епс)	Потенциальная температура (°C)	Принадлежность к верхнему/нижнему звену МТЦ*
1	550	27,37–27,45	35,12–35,15	7,4–8,1	Верхнее звено ($\sigma_0 < 27,55$)
2	500	27,44–27,48	35,10–35,14	7,2–7,6	
3	550	27,50–27,52	35,06–35,10	6,7–7,0	
4	650	27,70–27,73	34,90–34,92	3,9–4,2	Нижнее звено ($\sigma_0 > 27,55$)
5	1050	27,71–27,72	34,84–34,86	3,4–3,6	
6	700	27,70–27,71	34,82–34,84	3,3–3,5	
7	1750	27,71–27,73	34,83–34,85	3,3–3,4	

*МТЦ – Меридиональная термохалинная циркуляция, оцененная с использованием потенциальной плотности в качестве вертикальной координаты, см. [Sarafanov et al., 2012].

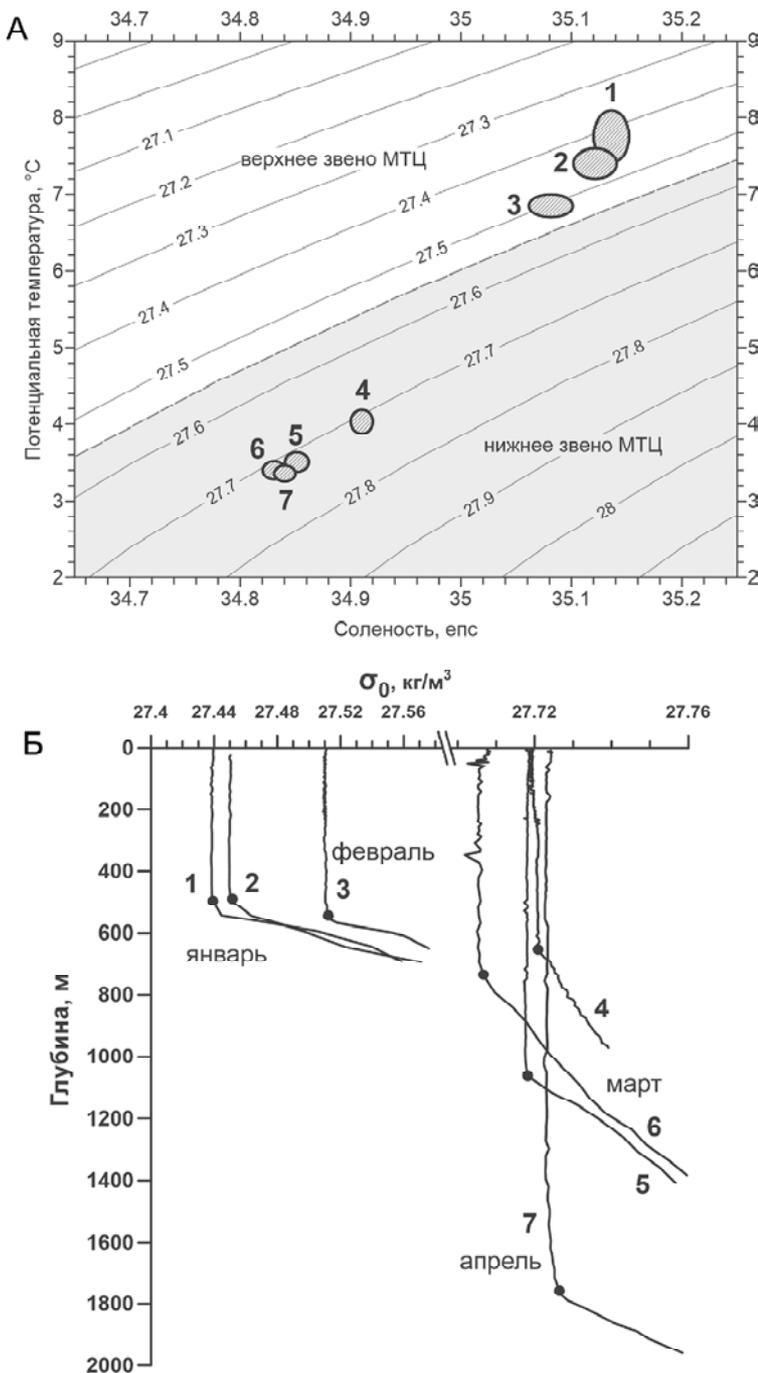


Рис. 3. Характеристики верхнего перемешанного слоя в районах наиболее интенсивной конвекции (районы № 1–7 на рис. 2, А): А – термохалинные характеристики перемешанного слоя на Т, S-плоскости. Размеры эллипсов соответствуют разбросу характеристик слоя в каждом районе (см. таблицу). Цифрами указаны номера районов. Серой заливкой выделен диапазон плотности ($\sigma_0 > 27.55$), соответствующий нижнему звену МТЦ; Б – вертикальное распределение аномалии потенциальной плотности (σ_0) на профилях с наибольшей толщиной перемешанного слоя в каждом районе. Нижние границы перемешанного слоя отмечены жирными точками. Указаны месяцы наблюдений

Fig. 3. Mixed layer properties in the areas of the most intense convection (№ 1–7 in Fig. 2, A): А – Thermohaline properties of the mixed layer in the T,S-space. The ellipse sizes correspond to the properties dispersion in each area (see Table). The area numbers are indicated. The density range ($\sigma_0 > 27.55$) of the MOC lower limb is gray shaded; Б – Vertical distributions of potential density anomaly (σ_0) for the profiles with the maximum mixed layer depth in each area. The mixed layer depths are marked with the bold dots on the profiles. The months of measurements are indicated

лантического течения, что определяет существенные пространственные различия термохалинных свойств модальных вод (см. [Brambilla and Talley, 2008]).

Характеристики ВПС в обнаруженных очагах формирования СПМВ менялись в направлении с юга на север (от района 1 к району 3 на рис. 2, А) в сторону уменьшения температуры и солёности и увеличения плотности (рис. 3, А). Увеличение плотности СПМВ вдоль ветвей Северо-Атлантического течения в северном направлении была отмечена ранее в работе [Brambilla and Talley, 2008]. Наиболее вероятные причины этой закономерности – постепенное охлаждение вод течения Ирмингера и уменьшение вклада субтропических вод в состав СПМВ.

Плотность модальных вод, сформировавшихся зимой 2013/14 гг. на севере и востоке моря Ирмингера (районы 1–3 на рис. 2, А) не превышала 27,55 (таблица, рис. 3, А). Согласно [Sarafanov et al., 2012], на севере Атлантического океана изопикна $\sigma_0 = 27,55$ служит границей между верхним и нижним звеньями меридиональной термохалинной циркуляции (МТЦ) вод, оцененной в поле плотности. Таким образом, модальные воды, сформированные в море Ирмингера в районах 1–3 (рис. 2, А), относятся к верхнему звену МТЦ вод Северной Атлантики.

Очаги зимней конвекции также выявлены в обширном регионе вокруг южной оконечности Гренландии: в южной части моря Ирмингера, в районе к югу от мыса Фарвель, в центральной и южной частях моря Лабрадор (рис. 2). Плотность конвективных вод в этом регионе превышала 27,70 (см. рис. 3, А и таблицу), что соответствует плотности лабradorской водной массы [Lazier, 1973; Yashayev, 2007; Falina et al., 2007]. Таким образом, в отличие от СПМВ, эти воды относятся к нижнему звену МТЦ Северной Атлантики [Sarafanov et al., 2012].

Картирование СГП в регионе вокруг южной оконечности Гренландии в различных по мощности слоях (рис. 2) дает представление о региональных особенностях ВПС в трех измерениях. В верхнем слое океана выявлено два протяженных района конвекции, в которых толщина ВПС достигла или превысила 400 м (рис. 2, А). В пределах этих обширных районов обнаружено четыре очага меньшей площади, в которых толщина ВПС достигла или превысила 600 м (рис. 2, Б). Из этих четырех очагов лишь в двух конвекция проникла до глубин

более 1000 м (рис. 2, В) и лишь в одном толщина ВПС превысила 1600 м (рис. 2, Г).

Рассмотрим характеристики ВПС в море Ирмингера и море Лабрадор последовательно в направлении с востока на запад, от района 4 к району 7 на рис. 2, А.

В южной части моря Ирмингера (район 4 на рис. 2, А) зимой 2013/14 гг. толщина ВПС по данным буев Argo достигла ~650 м (рис. 3, Б). В этом районе формировалась самая теплая ($3,9 < \theta < 4,2^{\circ}\text{C}$) и соленая ($34,90 < S < 34,92$ епс) разновидность конвективных вод с характеристиками, соответствующими лабradorской водной массе. Характеристики ВПС в очаге глубокой конвекции, расположенном к югу от мыса Фарвель (район 5 на рис. 2, А), были близки к характеристикам ВПС в центральной и восточных частях моря Лабрадор (районы 6 и 7 на рис. 2, А). В этих очагах ВПС был в среднем на $0,6^{\circ}\text{C}$ холоднее и на 0,06 епс преснее, чем в море Ирмингера (таблица).

В районе к югу от мыса Фарвель (район 5 на рис. 2, А) толщина ВПС в марте 2014 г. достигла 1050 м (см. рис. 2, В, рис. 3, Б). Наличие обособленного очага глубокой конвекции к югу от мыса Фарвель – еще один довод в пользу гипотезы о существовании дополнительных источников лабradorской водной массы вне моря Лабрадор [Pickart et al., 2003; Falina et al., 2007; Vage et al., 2008]. Этот очаг отделен от области наиболее интенсивной конвекции в центральной части моря Лабрадор (район 7 на рис. 2, А) районом (район 6 на рис. 2, А), где конвекция не проникала глубже 700 м (рис. 2, В и 3, Б).

Самый обширный очаг глубокой конвекции обнаружен в центральной части моря Лабрадор (район 7 на рис. 2, А). Сравнение значений толщины ВПС, полученных по прошедшим процедуру фильтрации профилям Argo в пределах этого очага, указывает на постепенное увеличение толщины ВПС в течение зимнего периода 2013/14 гг. В январе конвекция проникала до глубин 700–800 м, в феврале – до 1300–1400 м, а в апреле глубина перемешивания достигла 1750 м. Максимальная толщина ВПС и минимальная температура в этом очаге ($3,32\text{--}3,33^{\circ}\text{C}$) выявлены по данным двух профилированных в районе с координатами $57\text{--}58^{\circ}$ с. ш., $49\text{--}51^{\circ}$ з. д. (рис. 2, Г).

Максимальная толщина ВПС в центральной части моря Лабрадор наблюдалась позднее (в апреле, рис. 3, Б), чем в других выявленных нами районах конвекции, где перемешивание достигло максимальных глубин в период с января по март. В целом для субарктического региона прослеживается тенденция более позднего достижения перемешанным слоем максимальной толщины в направлении циклонической циркуляции вод в субполярном круговороте (от района 1 к району 7, рис. 2, А). Так, наибольшая глубина конвективного перемешивания наблюдалась в январе над склоном хребта Рейкьянес в море Ирмингера (районы 1 и 2 на рис. 2, А), в феврале вблизи Датского пролива (район 3), в марте на юге моря Ирмингера, в районе к югу от мыса Фар-

вель и в восточной части моря Лабрадор (районы 4, 5 и 6) и, наконец, в апреле в центральной части моря Лабрадор (район 7). Проверка того, насколько эта тенденция постоянна от года к году, и анализ ее причин будут проведены нами в отдельном исследовании, основанном на данных Argo, накопленных за несколько зим.

Конвекция до глубины 1750 м в море Лабрадор зимой 2013/14 гг. выделяет эту зиму в хронологии конвективных процессов 1990–2010-х годов. На протяжении двух десятилетий с середины 1990-х гг. глубина конвекции (толщина ВПС) в море Лабрадор лишь трижды превысила отметку 1500 м – в первые месяцы 2000, 2008 и 2014-го годов [Kieke and Yashayaev, 2015]. Анализ многолетней изменчивости характеристик ВПС на основе данных Argo указывает на то, что в море Лабрадор зимой 2013/14 гг. температура ВПС была самой низкой за шесть лет, прошедших после интенсивного конвективного перемешивания зимой 2007/08 гг. [Kieke and Yashayaev, 2015].

Выводы:

– предложен метод анализа данных Argo, позволяющий воссоздавать пространственную картину наименее стратифицированного состояния толщи океанских вод в период зимнего конвективного перемешивания. Метод состоит в расчете и картировании осредненных по глубине вертикальных градиентов потенциальной плотности (σ_{θ}) в различных по толщине слоях;

– на основе разработанного метода для субарктического региона Атлантики построены карты стратификации верхней части толщи вод, соответствующие ее наименее стратифицированному состоянию зимой 2013/14 гг. Это позволило выявить расположение очагов зимней конвекции, оценить максимальные глубины конвекции и сравнить характеристики верхнего перемешанного слоя в этих очагах;

– впервые на основе данных зимних наблюдений выявлены очаги конвекции (до глубин 500–550 м) вдоль течения Ирмингера – над северо-западным склоном хребта Рейкьянес и вблизи Датского пролива. В этих очагах происходило формирование субполярных модальных вод с плотностью ($\sigma_{\theta} < 27,55$), соответствующей верхнему звену МТЦ на севере Атлантики [Sarafanov et al., 2012]. Расположение очагов и пространственное изменение характеристик перемешанного слоя в этих очагах согласуется с современной концепцией об обособленном формировании субполярных модальных вод вдоль каждой из ветвей Северо-Атлантического течения и об увеличении плотности модальных вод в направлении с юга на север [Brambilla and Talley, 2008];

– очаги формирования более плотных вод ($\sigma_{\theta} > 27,70$, нижнее звено МТЦ), образующих после сезонной рестратификации лабradorскую водную массу, обнаружены на обширной акватории вокруг южной оконечности Гренландии. Главную роль в формировании вод с термохалинными характерис-

тиками, соответствующими лабдорской водной массе, зимой 2013/14 гг. играл наиболее обширный очаг конвекции, расположенный в центральной части моря Лабрадор. Глубина перемешивания в этом очаге достигала наибольших для этой зимы значений

в регионе (до 1750 м). Формирование плотных ($\sigma_0 > 27,70$) конвективных вод также обнаружено в очаге к югу от мыса Фарвель (перемешивание до 1050 м) и в южной части моря Ирмингера (перемешивание до 650 м).

Благодарности. Исследование сотрудников института океанологии им. П.П. Ширшова выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 14-50-00095), Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 15-05-03782, 15-05-02250). Работа С.А. Добролюбова выполнена при поддержке гранта № 14-37-00038 Российского научного фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добролюбов С.А., Соков А.В.* Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2002. № 6. С. 42–48.
- Lanno C. C.* К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеорологическое издательство, 1984. С. 125–129.
- Avsic T., Karstensen J., Send U. and Fischer J.* Interannual variability of newly formed Labrador Sea Water from 1994 to 2005 // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L21S02; doi:10.1029/2006gl026913, 2006.
- Bersch M., Meincke J., Sy A.* Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996 // *Deep-Sea Res. Part II*. 1999. V. 46. P. 55–75.
- Brambilla E. and Talley L. D.* Subpolar Mode Water in the northeastern North Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C04025; doi:10.1029/2006JC004062.
- de Boissesson E., Thierry V., Mercier H., Caniaux G., Desbruyeres D.* Origin, formation and variability of the Subpolar Mode Water located over the Reykjanes Ridge // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C12005; doi:10.1029/2011JC007519.
- de Boyer Montegut C., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D.* Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12003; doi:10.1029/2004JC002378.
- de Jong M.F., van Aken H.M., Vage K., Pickart R.S.* Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010 // *Deep-Sea Res.* 2012. V. 63. P. 36–51; doi:10.1016/j.dsr.2012.01.003.
- Falina A., Sarafanov A., Sokov A.* Variability and renewal of Labrador Sea Water in the Irminger Basin in 1991–2004 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C01006; doi:10.1029/2005JC003348.
- Garcia-Ibanez M. I., Pardo P. C., Carracedo L. I., Mercier H., Lherminier P., Rios A. F., Perez F.F.* Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre // *Prog. Oceanogr.* 2015. V. 135. P. 18–36.
- Hanawa K., Talley L. D.* Mode waters // *Ocean Circulation and Climate, Int. Geophys. Ser.* / Eds.: G. Siedler, J. Church, and J. Gould. New York: Academic, 2001. V. 77. P. 373–386.
- Johnson G. C. and Gruber N.* Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean // *Prog. Oceanogr.* 2007; doi:10.1016/j.pocean.2006.03.022.
- Kieke D., Yashayaev I.* Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and collaboration // *Prog. Oceanogr.* 2015; <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.010>.
- Lacan F. and Jeandel C.* Subpolar Mode Water formation traced by neodymium isotopic composition // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L14306; doi:10.1029/2004GL019747.
- Lazier J.* The renewal of Labrador Sea water // *Deep-Sea Res.* 1973. V. 20. P. 341–353.
- Lazier J., Hendry R., Clarke A., Yashayaev I., Rhines P.* Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 // *Deep-Sea Res.* 2002. V. 49. P. 1819–1835.
- Lilly J.M., Rhines P.B., Visbeck M., Davis R., Lazier J.R.N., Schott F., Farmer D.* Observing deep convection in the Labrador Sea during winter 1994/95 // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2065–2098.
- McCartney M. S., Talley L. D.* The Subpolar Mode Water in the North Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. P. 1169–1188.
- McCartney M.S., Talley L.D.* Warm-to-cold water conversation in the northern North Atlantic ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. P. 922–935.
- Pickart R.S., Straneo F., Moore G.W.K.* Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin? // *Deep-Sea Res.* 2003. V. 50. P. 23–52.
- Pickart R.S., Torres D.J., Clarke R.A.* Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. № 3. P. 428–457.
- Sarafanov A., Falina A., Mercier H., Sokov A., Lherminier P., Gourcuff C., Gladyshev S., Gaillard F., Daniault N.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000 s // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C01014; doi:10.1029/2011JC007572.
- Thierry V., de Boissesson E., Mercier H.* Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C04016; doi:10.1029/2007JC004443.
- Vage K., Pickart R.S., Moore G.W.K., Ribergaard M.H.* Winter Mixed Layer Development in the Central Irminger Sea: The Effect of Strong, Intermittent Wind Events // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. V. 38. № 3. P. 541–565; doi: 10.1175/2007JPO3678.1.
- Vage K., Pickart R.S., Thierry V., Reverdin G., Lee C.M., Petrie B., Agnew T.A., Wong A., Ribergaard M.H.* Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008 // *Nature Geoscience.* 2009. V. 2. P. 67–72; doi:10.1038/NNGEO382.
- Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. P. 242–276.
- Yashayaev I., Loder J.W.* Enhanced production of Labrador Sea water in 2008 // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L01606; doi:10.1029/2008GL036162.

Поступила в редакцию 29.12.2016
Принята к публикации 31.03.2017

**OCEANIC CONVECTION AND STRATIFICATION
IN THE NORTHERN ATLANTIC AS OBSERVED IN WINTER 2013/14**

Spatial characteristics of oceanic convection in the North Atlantic Subpolar Gyre in winter 2013/14 are investigated basing on the analysis of Argo float data. Domains of the most intense convective mixing are identified by quantifying and mapping the water column vertical stratification. The areas of the Subpolar Mode Water formation are found along the Irminger Current, namely over the northwestern slope of the Reykjanes Ridge and in the vicinity of the Denmark Strait. The location of convection domains and the spatial changes of mixed layer properties in these domains are in a good agreement with a contemporary concept stating the localized formation of the mode waters along each of the individual branches of the North Atlantic Current and the increasing density of the mode waters in the northward direction. The main role in the formation of the Labrador Sea Water belonged to the convection zone in the Labrador Sea, where the mixing depth reached 1750 m for the first time over the past six years. The relatively cold and fresh intermediate waters, matching the Labrador Sea Water in their properties, were also formed in the domain to the south of the Cape Farewell and in the southern part of the Irminger Sea.

Key words: ocean convection, Argo floats, mixed layer, North Atlantic, subpolar mode waters, Labrador Sea Water.

Acknowledgements. The work of the employees of the Shirshov Institute of Oceanology was financially supported by the Russian Scientific Foundation (project № 14-50-00095) and the Russian Foundation for Basic Research (projects №№ 15-05-03782, 15-05-02250). The work of S.A. Dobrolyubov was financially supported by the Russian Scientific Foundation (project № 14-37-00038).

REFERENCES

- Avsic T., Karstensen J., Send U, Fischer J.* Interannual variability of newly formed Labrador Sea Water from 1994 to 2005 // *J. Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L21S02; doi:10.1029/2006gl026913,2006.
- Bersch M., Meincke J., Sy A.* Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996 // *Deep-Sea Res. Part II.* 1999. V. 46. P. 55–75.
- Brambilla E., Talley L.D.* Subpolar Mode Water in the northeastern North Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C04025; doi:10.1029/2006JC004062.
- de Boissesson E., Thierry V., Mercier H., Caniaux G., Desbruyeres D.* Origin, formation and variability of the Subpolar Mode Water located over the Reykjanes Ridge // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C12005; doi:10.1029/2011JC007519.
- de Boyer Montegut C., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D.* Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12003; doi:10.1029/2004JC002378.
- de Jong M.F., van Aken H.M., Vage K., Pickart R.S.* Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010 // *Deep-Sea Res.* 2012. V. 63. P. 36–51; doi:10.1016/j.dsr.2012.01.003.
- Dobrolyubov S.A., Sokov A.V.* Rol glubinyh vod Severnoy Atlantiki v izmenchivosti teploobmena okeana i atmosferyi [Role of the North Atlantic Deep Water in the ocean-atmosphere heat exchange] // *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. Geografia.* 2002. № 6. P. 42–48 (in Russian).
- Falina A., Sarafanov A., Sokov A.* Variability and renewal of Labrador Sea Water in the Irminger Basin in 1991–2004 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C01006; doi:10.1029/2005JC003348.
- Garcia-Ibanez M.I., Pardo P.C., Carracedo L.I., Mercier H., Lherminier P., Rios A.F., Perez F.F.* Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre // *Progr. Oceanogr.* 2015. V. 135. P. 18–36.
- Hanawa K., Talley L.D.* *Mode waters.* in: *Ocean Circulation and Climate, Int. Geophys. Ser.* (edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould). New York, Academic. 2001. V. 77. P. 373–386.
- Johnson G.C., Gruber N.* Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean // *Progr. Oceanogr.* 2007; doi:10.1016/j.pocean.2006.03.022.
- Kieke D., Yashayaev I.* Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and collaboration // *Prog. Oceanogr.* 2015; <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.010>.
- Lacan F., Jeandel C.* Subpolar Mode Water formation traced by neodymium isotopic composition // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L14306; doi:10.1029/2004GL019747.
- Lappo S.S.* K voprosu o prichinah advekcii tepla na sever cherez ekvator v Atlanticheskom okeane [On the reasons of the northward heat advection across equator in the Atlantic Ocean]. In: *Issledovanie processov vzaimodeystviya okeana i atmosferyi.* M., 1984. P. 125–129 (in Russian).
- Lazier J.* The renewal of Labrador Sea water // *Deep-Sea Res.* 1973. V. 20. P. 341–353.

¹ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Laboratory of Hydrological Processes, Senior Research Scientist, PhD in Geography; *e-mail:* falina_a@mail.ru

² Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Laboratory of Hydrological Processes, Senior Research Scientist, D.Sc. in Geography; *e-mail:* sarafanov@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Dean of the Faculty, Professor, D.Sc. in Geography; *e-mail:* dobrosience@yandex.ru

⁴ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Department of Scientific Expeditions and Fleet, main expert; *e-mail:* oceanolog@oceanolog.ru

⁵ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Department of Scientific Expeditions and Fleet, Deputy Head of the Department; *e-mail:* sgladyshv@ocean.ru

- Lazier J., Hendry R., Clarke A., Yashayaev I., Rhines P.* Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 // *Deep-Sea Res.* 2002. V. 49. P. 1819–1835.
- Lilly J.M., Rhines P.B., Visbeck M., Davis R., Lazier J.R.N., Schott F., Farmer D.* Observing deep convection in the Labrador Sea during winter 1994/95 // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2065–2098.
- McCartney M.S., Talley L.D.* The Subpolar Mode Water in the North Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. P. 1169–1188.
- McCartney M.S., Talley L.D.* Warm-to-cold water conversation in the northern North Atlantic ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. P. 922–935.
- Pickart R.S., Straneo F., Moore G.W.K.* Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin? // *Deep-Sea Res.* 2003. V. 50. P. 23–52.
- Pickart R.S., Torres D.J., Clarke R.A.* Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. № 3. P. 428–457.
- Sarafanov A., Falina A., Mercier H., Sokov A., Lherminier P., Gourcuff C., Gladyshev S., Gaillard F., Daniault N.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000 s // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C01014; doi:10.1029/2011JC007572.
- Thierry V., de Boissesson E., Mercier H.* Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C04016; doi:10.1029/2007JC004443.
- Vage K., Pickart R.S., Moore G.W.K., Ribergaard M.H.* Winter Mixed Layer Development in the Central Irminger Sea: The Effect of Strong, Intermittent Wind Events // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. V. 38. № 3. P. 541–565; doi: 10.1175/2007JPO3678.1.
- Vage K., Pickart R.S., Thierry V., Reverdin G., Lee C.M., Petrie B., Agnew T.A., Wong A., Ribergaard M.H.* Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008 // *Nature Geoscience.* 2009. V. 2. P. 67–72; doi:10.1038/NNGEO382.
- Yashayaev I., Loder J.W.* Enhanced production of Labrador Sea water in 2008 // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, L01606; doi:10.1029/2008GL036162.
- Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. P. 242–276.

Received 29.12.2016
Accepted 31.03.2017