

УДК 551.465

ЗИМНЯЯ КОНВЕКЦИЯ В МОРЕ ИРМИНГЕРА В 2004–2014 гг.

© 2016 г. С. В. Гладышев, В. С. Гладышев, А. С. Фалина, А. А. Сарафанов

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва**e-mail: sgladyshv@ocean.ru*

Поступила в редакцию 01.06.2015 г.

После доработки 20.07.2015 г.

По данным ежегодных наблюдений на трансатлантическом разрезе вдоль 59.5° с.ш., полученным в 2004–2014 гг., зимним данным буев Арго 2012–2014 гг. и суточным данным Северо-Американского регионального реанализа (NARR) проведено исследование зимней конвекции в море Ирмингера, определяющей формирование Лабрадорской промежуточной водной массы (ЛПВ). Выполнен анализ межгодовой изменчивости характеристик ЛПВ в море Ирмингера. В качестве индикатора максимальной глубины локальной конвекции используется уровень насыщения морской воды растворенным кислородом 93%. Установлено, что максимально глубокая конвекция (~1000 м) и формирование наибольших объемов ЛПВ в море Ирмингера наблюдались в 2008 и 2012 гг. В эти годы в периоды с января по март к востоку от южной оконечности Гренландии зарегистрировано наибольшее количество штормовых дней с аномально большими турбулентными потерями тепла из океана в атмосферу и отрицательными температурами воздуха. С 2004 по 2014 гг. потенциальная температура ЛПВ в море Ирмингера увеличилась на 0.42°C, соленость более чем на 0.03 епс, содержание растворенного кислорода на 8 мкмоль/кг. В работе также отмечается сильная деградация ЛПВ в Исландском бассейне.

DOI: 10.7868/S0030157416030072

Лабрадорская промежуточная водная масса (ЛПВ) формируется в субарктических морях Атлантического океана вокруг южной оконечности Гренландии в результате глубокой зимней конвекции [1, 2, 5, 7, 9, 10, 20]. Установлено, что формирование ЛПВ происходит преимущественно в центральной части моря Лабрадор, в районе к югу от мыса Фарвель и в южной части моря Ирмингера в течение января–апреля [2, 3, 5, 7, 11, 17, 22]. ЛПВ характеризуется минимумом солёности, повышенным содержанием растворенного кислорода и минимальными значениями потенциальной завихренности (Π) на промежуточных глубинах [14]. Термохалинные характеристики ЛПВ подвержены значительной межгодовой изменчивости вследствие изменений климатических условий над очагами конвекции [19, 20]. ЛПВ представляет собой наименее плотные воды нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции (МТЦ) вод Северной Атлантики, в котором происходит перенос климатических сигналов из субарктического региона в умеренные и южные широты.

Современные оценки показывают, что в море Ирмингера в результате охлаждения и уплотнения вод около половины всего объема вод верхнего звена МТЦ трансформируется в воды его нижнего звена [13]. Вклад конвективных процессов в море Ирмингера в формирование нижнего звена МТЦ Северной Атлантики примерно в 1.5 раза

превышает суммарный вклад арктических глубинных вод, поступающих в Северную Атлантику через проливы между Гренландией, Исландией и Великобританией. Совокупный вклад мелкой конвекции (до глубин менее 500 м), формирующей Субполярные модальные воды (СПМВ), и глубокой конвекции (до глубин более 500 м), приводящей к формированию ЛПВ в море Ирмингера, в формирование вод нижнего звена МТЦ к северу от 60° с.ш. может достигать 30% [13]. Поэтому изучение конвекции в море Ирмингера критически важно для понимания изменчивости процессов взаимодействия океана и атмосферы и интенсивности крупномасштабной межширотной циркуляции вод в Северной Атлантике.

Из-за региональных особенностей циркуляции атмосферы среднестатистические потери тепла над морем Ирмингера в зимнее время на треть меньше, чем в море Лабрадор [16]. Хотя это предполагает более интенсивное формирование ЛПВ в море Лабрадор в масштабах десятилетий, нельзя исключать, что в отдельные годы глубокая зимняя конвекция в море Ирмингера может играть доминирующую роль в формировании лабрадорских вод [7]. Сложности, возникающие при оценке интенсивности конвекции в море Ирмингера, определяются несколькими факторами: (1) ограниченным количеством данных зимних наблюдений в регионе; (2) значительной корот-

копериодной (межсуточной) изменчивостью мощности перемешанного слоя в ячейках конвекции вследствие краткосрочного интенсивного воздействия западных ветров, называемых в англоязычной литературе Greenland Tip Jet [5, 6, 9, 18], и (3) быстрой рестратификацией вод после окончания конвекции.

Установлено, что продолжительность воздействия аномально сильных гренландских западных ветров, определяющих интенсивное развитие зимней конвекции в море Ирмингера, обычно не превышает суток (значительно реже — нескольких суток). Эти холодные ветра развиваются в тыловой части атмосферных циклонов, перемещающихся в восточном направлении из моря Лабрадор по направлению к Исландии. Достигая наибольшей интенсивности при обтекании южной оконечности Гренландии, эти ветра переносят сухой и сильно охлажденный над Северо-Американским континентом (реже над ледяным щитом Гренландии) воздух на морскую поверхность [6, 9, 18]. В кратковременные периоды интенсификации западных ветров их скорость увеличивается до 30 м/с, а турбулентный поток тепла между океаном и атмосферой в южной части моря Ирмингера превышает 600 Вт/м² [18]. Сорокалетний ряд атмосферного реанализа (1957–2002 гг.) показывает, что между ноябрем и апрелем происходит в среднем 13 ± 5 такого рода событий [18]. Установлено, что частота сильных западных ветров в районе южной оконечности Гренландии зависит от значения зимнего индекса Северо-Атлантического колебания и положения Исландского минимума. Показано, что максимальная глубина зимней конвекции и плотность формирующихся вод в море Ирмингера в значительной степени определяются интегральным воздействием сильных западных ветров в течение всего зимнего периода [18].

Согласно опубликованным данным зимних наблюдений, максимальная глубина конвекции в море Ирмингера подвержена сильным межгодовым колебаниям и не превышает 1000 м [3, 5, 19]. Используя градации из работы [5], к годам с интенсивной локальной зимней конвекцией (максимальная глубина более 700 м) следует отнести 1993 и 1994, 1997 [3, 7], 2008 и 2009 гг. [5, 15, 17, 22]. В 2000-е годы зимняя конвекция в море Ирмингера проникала, как правило, до глубин 400–600 м [5], а в отдельные зимы (2004, 2006, 2010 гг.) не достигала глубины 400 м.

На протяжении десятилетия — с конца 1990-х до конца 2000-х годов — в море Ирмингера наблюдалось два ядра ЛПВ с существенно отличающейся плотностью; нижнее ядро с плотностью 27.74–27.80 кг/м³, сформированное в период аномально интенсивной конвекции в середине 1990-х гг., и верхнее ядро с плотностью 27.7–

27.73 кг/м³ более позднего происхождения [5, 7, 23]. В условиях отсутствия глубокой конвекции в субарктических морях вплоть до 2008 г., в море Ирмингера наблюдалось постепенное разрушение более плотного и старого ядра ЛПВ на глубинах более 1000 м [8]. Наряду с этим в море Ирмингера на глубинах 500–1000 м происходило поступление ЛПВ, сформированной в море Лабрадор в 2000 г. [22]. Совокупность процессов адвекции из моря Лабрадор и локальной конвекции вне этого моря приводит к тому, что ЛПВ в море Ирмингера представляет собой комбинацию вод, сформировавшихся в разные годы в двух (или более) очагах зимнего перемешивания.

ЛПВ, сформированная в море Ирмингера, как правило, теплее и солонее ЛПВ моря Лабрадор из-за относительно высокой температуры и солёности СПМВ, участвующей в ее формировании [5, 7]. Из-за того, что быстрая рестратификация СПМВ уничтожает следы зимней конвекции, восстановить истинные характеристики конвекции прошедшей зимы (максимальную глубину и плотность сформированных вод) на основе летне-осенних данных наблюдений затруднительно [19].

Настоящая работа направлена на исследование характеристик локальной зимней конвекции в море Ирмингера в 2004–2014 гг. на основе совместного использования данных трансатлантического разреза, выполняемого судами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) ежегодно в летне-осенний сезон вдоль 59.5° с.ш., и зимних данных, полученных буями Арго в 2012–2014 гг. Работа сфокусирована на проблеме определения глубины локальной конвекции в южной части моря Ирмингера и влияния этой конвекции на структуру и характеристики промежуточных вод в рассматриваемом регионе.

Данные судовых STD (Conductivity/Temperature/Depth) измерений, используемые в исследовании, были получены специалистами ИО РАН в рамках программы ежегодного мониторинга вод на океанографическом разрезе по 59.5° с.ш. от южной оконечности Гренландии до шельфа Великобритании (рис. 1). Были использованы данные 11 разрезов, выполненных в летние месяцы 2004–2014 гг. на НИС “Академик Иоффе” и НИС “Академик Сергей Вавилов”. Данные STD-измерений соответствуют международным стандартам качества: имеют вертикальное разрешение 1 дб, точность измерения температуры 0.001°C и солёности 0.002 епс. Точность определения растворенного кислорода в пробах, отобранных батометрами, автоматическим титрованием по методу Винклера составляла менее 0.5 микромоль/кг. Данные о содержании растворенного кислорода в воде, полученные в режиме вертикального зондирования датчиком SBE 43, после калибровки обладают точностью 2–3 мкмоль/кг. В статье анализируются потенциаль-

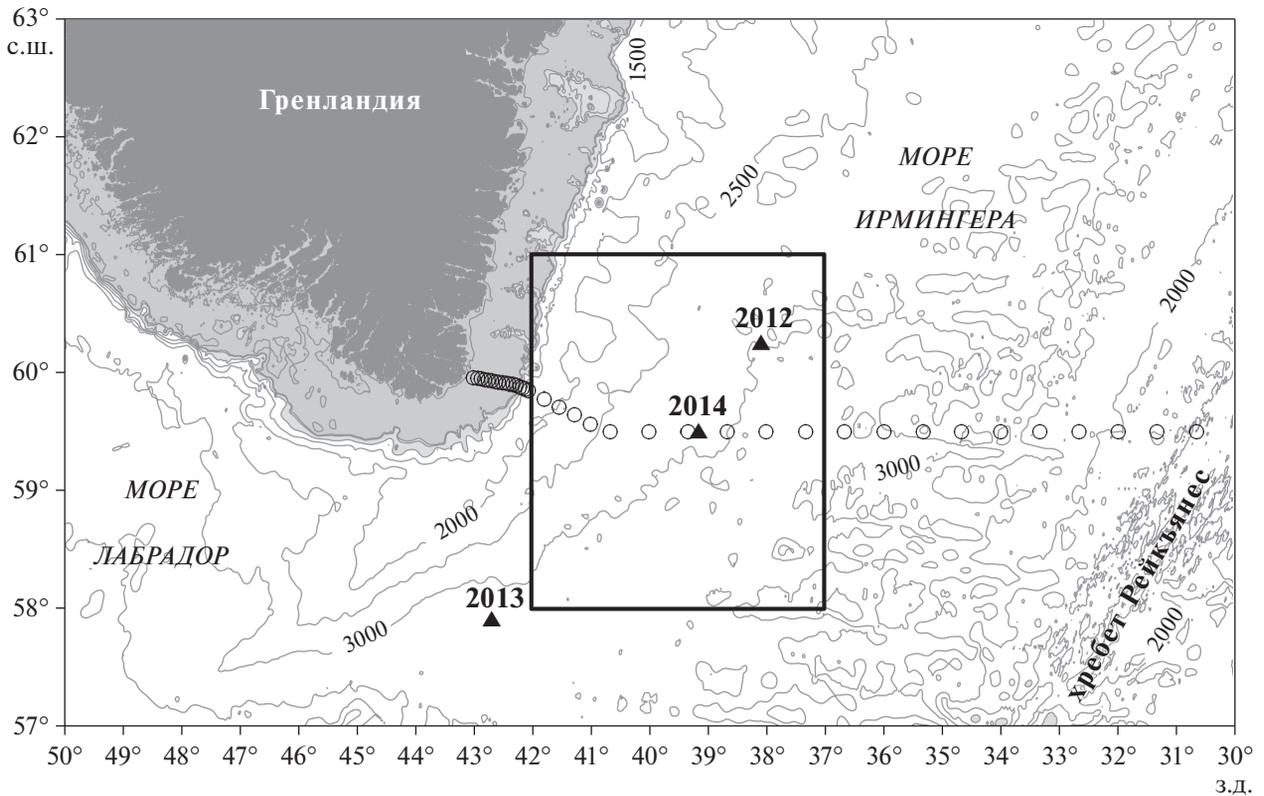


Рис. 1. Положение океанографических станций (белые кружки) на трансатлантическом разрезе вдоль 59.5° с.ш. в море Ирмингера, наблюдения на котором проводились специалистами ИО РАН ежегодно в летне-осенние месяцы 2004–2014 гг. Черными треугольниками показано положение буев Арго в феврале–марте 2012–2014 гг. (данные этих наблюдений представлены на рис. 4). Возле каждого треугольника указан год получения данных. Прямоугольником выделена область, в пределах которой усреднялся суммарный турбулентный поток тепла и температура воздуха по зимним (январь–март) данным 2004–2014 гг.; временные ряды этих характеристик представлены на рис. 5. Рельеф дна показан сплошными линиями, области с глубиной менее 1000 м показаны серым цветом.

ная температура (θ , °C) и потенциальная плотность (σ_θ , кг/м³), которые для краткости именуются далее температурой и плотностью.

Один из основных подходов, используемых в исследовании – выявление нижней границы конвективного слоя по данным летних наблюдений по уровню насыщения морской воды кислородом. Учитывая, что насыщение морских вод кислородом в период их конвективного перемешивания составляет 93–94% (как показано на основе прямых зимних наблюдений в субарктических морях [4, 10, 11]), мы выбрали меньшее из этих значений (93%) в качестве индикатора нижней границы конвекции, происходившей в предшествующую наблюдениям зиму. Перед применением корректность данного подхода была проверена путем сравнения данных летних судовых наблюдений с зимними наблюдениями с помощью буев Арго в море Ирмингера (см. описание результатов ниже).

Другой подход, использованный в исследовании, – метод картирования ядер ЛПВ по распределению потенциальной завихренности ($\Pi =$

$(f/\rho)(\partial\sigma_\theta/\partial z)$, где f – параметр Кориолиса, ρ – плотность, σ_θ – потенциальная плотность) в координатах глубина – расстояние от Гренландии. Для устранения мелкомасштабной изменчивости (шума) расчет Π на каждой станции производился с вертикальным разрешением $\sigma_\theta = 0.005$ кг/м³. Для построения распределения Π на разрезе в море Ирмингера ее значения были проинтерполированы через каждые 10 м и 10 км в вертикальном и горизонтальном направлениях соответственно. Результаты расчетов представлены на рис. 2.

Перейдем к обсуждению результатов исследования.

В 2004–2005 гг. на разрезе через южную часть моря Ирмингера наблюдались две области Π со значениями менее $9 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$, указывающие на положение ядер ЛПВ (см. рис. 2, разрез 2004 г. не показан). Область пониженных значений Π на глубинах 750–1150 м ($\sigma_\theta = 27.73\text{--}27.74$ кг/м³) на разрезе 2005 г. вероятнее всего указывает на присутствие ЛПВ, сформировавшейся в 2000 г., а область на глубинах 1300–1700 м ($\sigma_\theta = 27.77\text{--}$

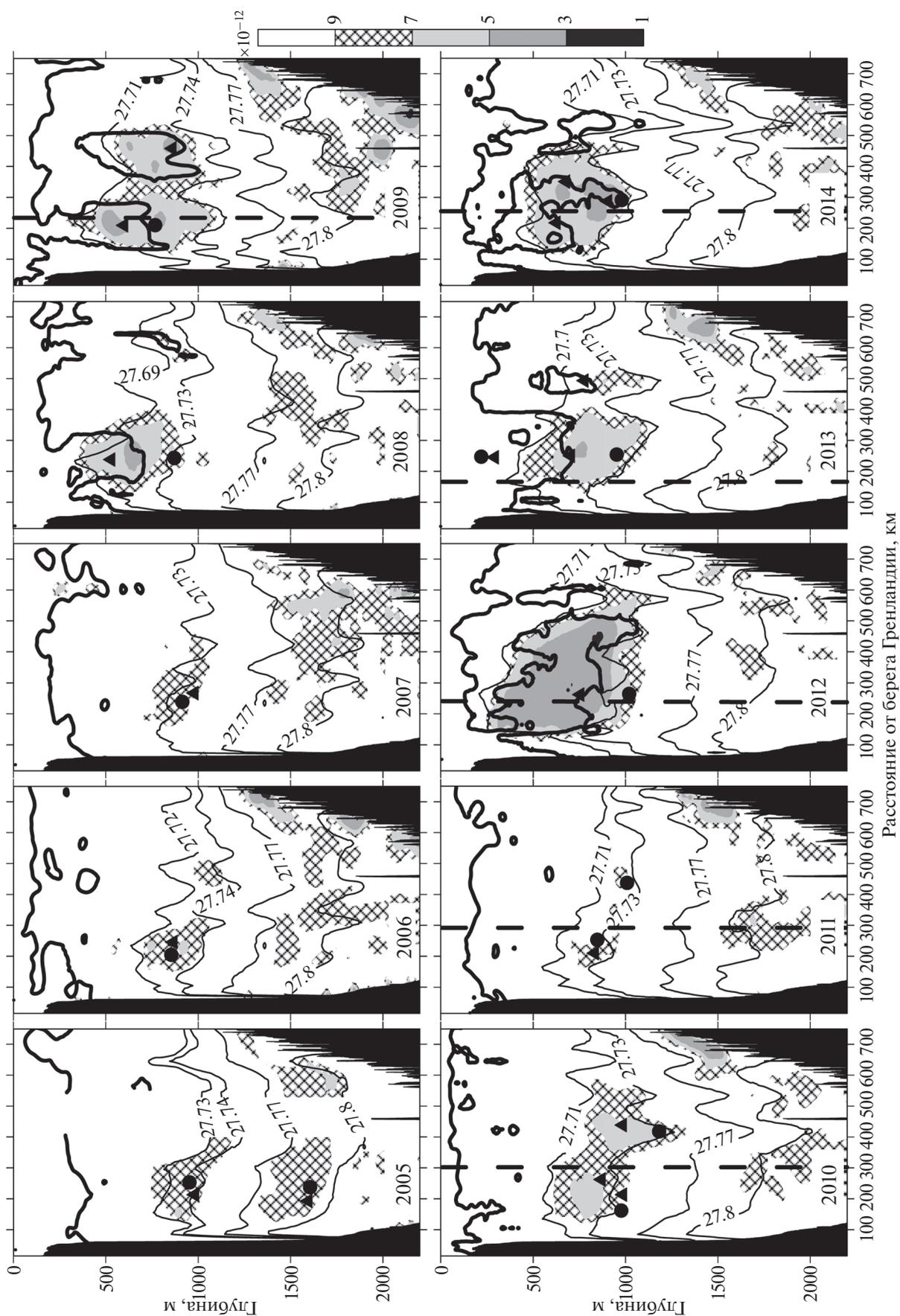


Рис. 2. Распределение потенциальной плотности (кг/м^3 , тонкие сплошные линии) и минимальных значений потенциальной завихренности ($\times 10^{12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$, заштрихованные области) на разрезе по 59.5° с.ш. в море Ирмингера в 2005–2014 гг. Утолщенной сплошной линией показана изолиния 93% насыщения морской воды растворенным кислородом, указывающая на нижнюю границу локальной зимней конвекции. Положение минимумов солёности и максимумов растворенного кислорода внутри областей минимальной потенциальной завихренности обозначено точками и треугольниками соответственно. Вертикальным пунктиром отмечена восточная граница круговорота Ирмингера в 2009–2014 гг. Рельеф дна показан черным цветом.

27.8 кг/м^3) – вод из того же источника, но сформировавшихся в 1994 г. Этот вывод можно сделать, опираясь на рис. 2 из работы [22], на котором видно, что формирование верхнего ядра в море Лабрадор на глубинах более 700 м не могло произойти позже 2000 г., а плотное нижнее ядро с глубинами залегания более 1300 м могло быть только продуктом аномально интенсивной конвекции в середине 1990-х гг.

Как видно из рис. 2, 2005 г. был последним годом, когда по минимуму солёности и максимуму содержания кислорода в море Ирмингера можно было идентифицировать аномально плотное и глубокое ядро ЛПВ, сформировавшееся в середине 1990-х гг. Позднее, вплоть до 2008 г., выделить следы этого разрушающегося ядра ЛПВ можно лишь по пониженным значениям П (рис. 2). Верхнее более легкое ядро, согласно [5, 15, 22] в течение 2001–2007 гг. не подвергалось обновлению и теряло свои отличительные признаки. Это подтверждается данными заякоренных буев [5] и положением изолинии насыщения воды кислородом 93% на разрезах в море Ирмингера в 2005–2007 гг. (рис. 2), которые указывают на неглубокую конвекцию до 500–600 м.

Ситуация кардинальным образом изменилась зимой 2007/2008 гг. В этот период локальная конвекция в море Ирмингера проникла до глубин 800–1000 м (до изопикны $\sigma_\theta = 27.72 \text{ кг/м}^3$, см. рис. 2) и была зарегистрирована многочисленными наблюдениями при помощи дрейфующих и заякоренных буев [5, 15, 17, 21]. В последующую зиму 2008/2009 гг. зимняя конвекция достигла глубины 800 м, а максимальная плотность конвективных вод составила 27.73 кг/м^3 . Развитие интенсивной конвекции в начале 2009 г. в южной части моря Ирмингера произошло несмотря на уменьшение суммарного турбулентного потока тепла из океана в атмосферу [5], что можно объяснить значительным разрушением стратификации в предыдущую зиму. Летние данные разреза по 59.5° с.ш. (рис. 2) подтверждают резкую интенсификацию конвекции в море Ирмингера в 2008 и 2009 гг. Во-первых, в эти годы зафиксировано значительное увеличение области П со значениями менее $9 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ (минимальные значения – менее $5 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$). Во-вторых, отмечено опускание вод с процентом насыщения кислородом более 93% до глубин 700 м в 2008 г. и 800 м в 2009 г. (рис. 2). Нашими данными измерений за-

фиксированы следующие характеристики ЛПВ, сформировавшейся в южной части моря Ирмингера: $\theta = 3.77\text{--}4.0^\circ\text{C}$, $S = 34.89$ епс, $\sigma_\theta = 27.69\text{--}27.716 \text{ кг/м}^3$, $O_{2\text{max}} = 294\text{--}295$ мкмоль/кг в 2008 г., $\theta = 3.7\text{--}3.85^\circ\text{C}$, $S = 34.875$ епс, $\sigma_\theta = 27.71\text{--}27.717 \text{ кг/м}^3$, $O_{2\text{max}} = 297$ мкмоль/кг в 2009 г. Под “молодыми” конвективными водами локального происхождения на глубинах 700–900 м (в 2008 г.) и 800–1200 м (в 2009 г.) залегали более пресные лабдорские воды, сформированные ранее в другом очаге конвекции, вероятно, вне моря Ирмингера. Уровень насыщения кислородом этих вод был немного ниже – 91–92%.

В 2010–2011 гг. в море Ирмингера наблюдалась очень слабая конвекция до глубин 200–300 м (рис. 2). За два года, к лету 2011 г. следы вод, сформировавшихся в результате локальной конвекции 2008–2009 гг., практически исчезли, чему, вероятно, способствовало отсутствие притока дополнительных объемов ЛПВ из моря Лабрадор.

В 2012 г. наблюдалась наиболее глубокая локальная конвекция в море Ирмингера с начала рассматриваемого периода (2004–2014 гг.). Ее глубина превысила 1000 м, а максимальная плотность сформированных вод составила 27.73 кг/м^3 . Об этом можно судить по заглублению изолинии насыщения кислородом 93% до 1100 м и формированию обширной области П со значениями менее $5 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ (см. рис. 2). О суровости зимы 2011/2012 гг. также свидетельствует тот факт, что в июне 2012 г. впервые с начала ежегодных наблюдений ИО РАН на разрезе (с 2002 г.) вся акватория над гренландским шельфом в районе 60° с.ш. была покрыта 8–9-балльным льдом. На вертикальных профилях θ , S и O_2 в центральной части области минимальных значений П (270 км от берега Гренландии) хорошо виден квазиперемешанный слой и резкая граница (показана правой стрелкой) в районе 27.73 кг/м^3 (рис. 3б). Отметим, что как следует из рис. 3, конвекция 2012 г. не смогла разрушить старый минимум солёности.

По летним судовым данным 2013 г. (см. рис. 2) можно определить, что зимой 2012/2013 гг. наблюдалась менее интенсивная, по сравнению с предыдущей зимой, конвекция в море Ирмингера. Максимальная глубина конвективного перемешивания составила около 700 м, а максимальная плотность сформированных вод достигла лишь 27.72 кг/м^3 . На вертикальных профилях θ , S -характеристик, на том же расстоянии от

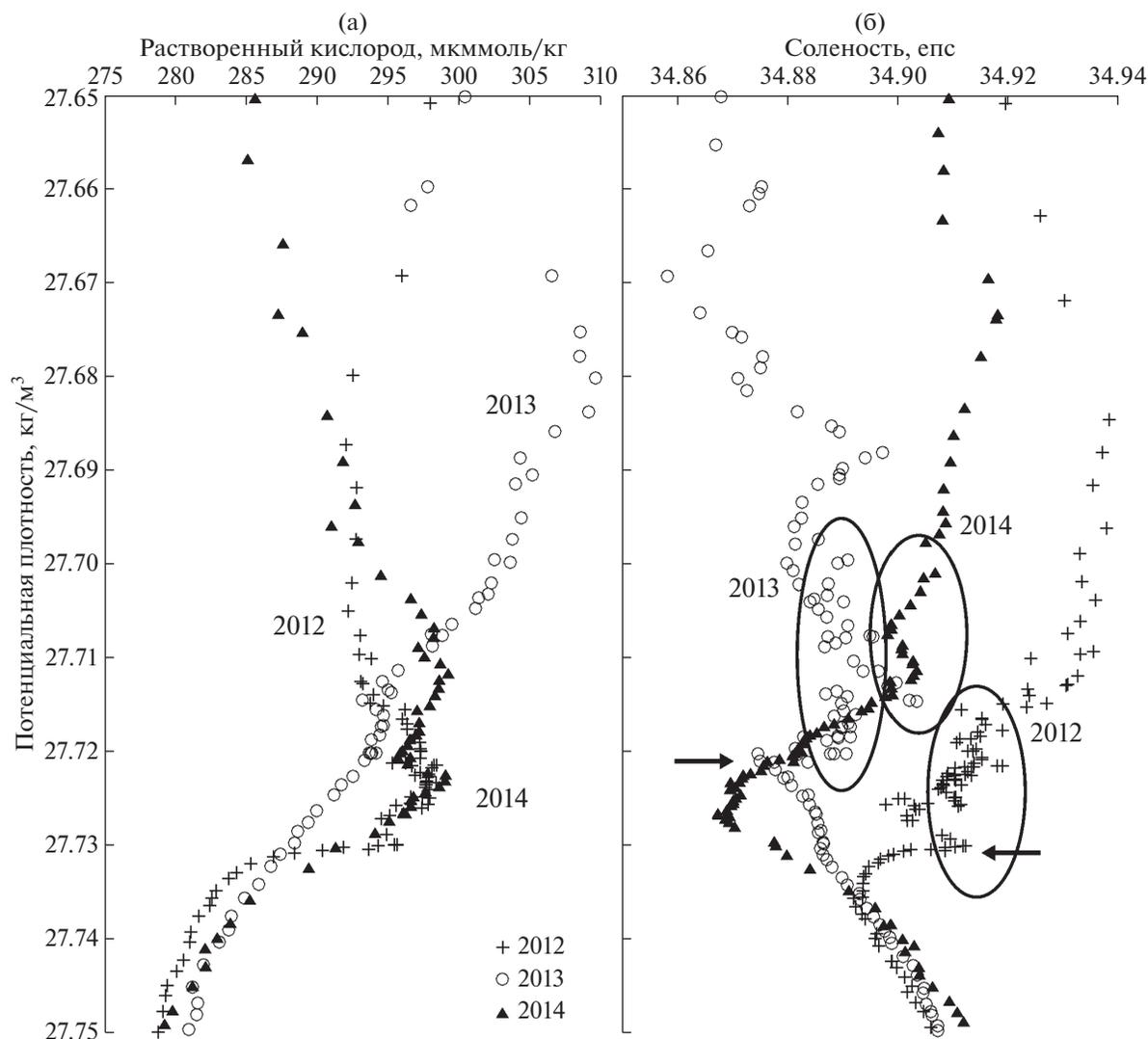


Рис. 3. Вертикальное распределение характеристик морской воды в поле потенциальной плотности: (а) растворенного кислорода (O_2 , мкмоль/кг), (б) солёности (S , епс) на станциях разреза по 59.5° с.ш., расположенных в 270–300 км от побережья Гренландии в 2012–2014 гг. Следы недавней зимней конвекции в море Ирмингера (квазиперемешанные слои) обведены овалами, стрелками показаны резкие халостады на ее нижней границе (рис. 3б).

Гренландии опять наблюдался перемешанный слой и резкий пикноклин на его нижней границе (левая стрелка на рис. 3б). Перемешанный слой опять подстилался минимумом солёности. Минимум солёности 2013 г. имел меньшую плотность и был на $0.2\text{--}0.3^\circ\text{C}$ холоднее и на 0.2 епс меньше минимума солёности 2012 г. Подобное изменение характеристик минимума свидетельствует о накоплении холода из-за турбулентных потерь тепла в атмосферу во вторую подряд зиму и влиянии более холодных и менее солёных ЛПВ из других источников (район к югу от Гренландии или море Лабрадор).

В 2014 г. конвекция в море Ирмингера снова достигла глубины 1000 м. Верхний конвективный квазиперемешанный слой (обведен овалом на рис. 3б) залегал в диапазоне плотности 27.700–

27.712 $\text{кг}/\text{м}^3$. Нижний интрузионный слой $\sigma_\theta = 27.713\text{--}27.727 \text{ кг}/\text{м}^3$ с еще более высоким содержанием растворенного кислорода и абсолютными минимумами температуры и солёности сформировался в эту же зиму или несколько раньше по времени, чем верхний слой, или был перемещен в результате адвекции из близлежащего источника. На рис. 2 видны небольшие горизонтальные размеры глубокой конвективной ячейки, находящейся вне пределов круговорота Ирмингера. Граница этого круговорота в 2009–2014 гг. показана вертикальной пунктирной линией и проведена по данным расчетов абсолютных геострофических течений. В самом круговороте кислородный индикатор указывает на развитие конвекции только до 700 м. Сопоставление положения минимумов Π и восточной границы круговорота

Ирмингера в 2009–2014 гг. ставит под сомнение гипотезу о преимущественном формировании ЛПВ в море Ирмингера внутри локального циклонического круговорота [16]. В годы глубокой конвекции (2009, 2012, 2014 гг.) локальный процесс зимнего перемешивания развивается и вне круговорота, в области теплых и холодных вихрей моря Ирмингера (расстояние 200–500 км от побережья Гренландии). Например, в 2013 г. в круговороте Ирмингера конвекция не проникала глубже 400 м, тогда как вне его ее глубина составляла 700 м (рис. 2). В 2014 г. локальная конвекция в районе наблюдений, наконец, сформировала полноценный минимум солёности в районе изопикны 27.727 кг/м^3 , который соответствовал максимальным значениям концентрации кислорода (298 мкмоль/кг) с высоким уровнем насыщения. Этот новый минимум солёности был самым холодным (3.55°C) и самым пресным (менее 34.87 епс) с 2012 г. (рис. 3).

Как было сказано выше, при описании подходов к исследованию, для проверки корректности использования изолинии уровня насыщения воды кислородом 93% для выявления нижней границы конвективного слоя, было проведено сравнение летних данных судовых наблюдений с данными зимних наблюдений, полученными буями Арго в море Ирмингера в 2012–2014 гг. Для этого среди всех вертикальных профилей температуры, солёности и плотности, полученных буями в южной части моря Ирмингера в феврале–апреле каждого из трех лет, были выбраны те профили, которые демонстрируют наиболее глубокую конвекцию. Отобранные профили представлены на рис. 4, координаты профилей показаны на рис. 1. Удаленность профилей, измеренных буями, от разреза по 59.5° с.ш. не превышала 100 миль.

Сравнение рис. 2 и рис. 4 (три правых разреза на нижней панели) показывает, что положение изолинии 93% насыщения вод кислородом на рис. 2 и глубины резкого увеличения вертикальных градиентов плотности на профилях рис. 4 для 2012 г. практически совпадают. Для 2013 и 2014 гг. данные об уровне насыщения кислородом указывают на более глубокую конвекцию (до 700 и 1000 м), чем данные буев Арго (до 550 и 650 м соответственно). Расхождение для этих двух лет обусловлено тем, что количество буев и частота измерения дрейфующими буями Арго (один раз в 10 суток) недостаточны для регистрации всех актов конвекции, протекающих в короткие временные интервалы (в течение нескольких суток). Поэтому летние судовые данные, регистрирующие продукт зимней конвекции, могут предоставить более точную информацию о глубине конвекции. В целом, проведенная проверка указывает на эффективность использования уровня насыщения 93% для выявления глубины конвекции.

Для демонстрации влияния сильных зимних ветров западных и северо-северо-западных направлений ($225\text{--}360^\circ$) на развитие конвекции в море Ирмингера, на рис. 5 приведен временной ряд количества дней, когда среднесуточный модуль скорости ветра указанных направлений на высоте 10 м превышал 15 м/с , в районе $58^\circ\text{--}61^\circ \text{ с.ш.}$, $37^\circ\text{--}42^\circ \text{ з.д.}$ (на рис. 1 этот район ограничен прямоугольником), с января по март каждого года в течение 2004–2014 гг. Также приведены ряды изменений среднего за три месяца суммарного (скрытого плюс явного) турбулентного потока тепла из океана в атмосферу и средней температуры воздуха при ветре более 15 м/с . Характеристики атмосферы выбирались и рассчитывались из среднесуточных приземных значений Северо-Американского регионального реанализа (NARR, <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/NARR/Dailies/monolevel/>), имеющего высокое пространственное разрешение 32 км.

Из рис. 5 следует, что в январе–марте 2008 и 2012 гг. наблюдалось максимальное количество штормовых суток (25 и 22) с высокими средними значениями турбулентных потерь тепла океаном (732 и 697 Вт/м^2) и отрицательными средними температурами воздуха (-0.8°C и -0.1°C). Именно эти годы характеризуются наиболее глубокой конвекцией в море Ирмингера. В 2009 г., несмотря на уменьшение количества штормовых дней более чем в два раза и увеличение средней температуры воздуха на 1.5° по сравнению с 2008 г., конвекция в море Ирмингера развивалась почти столь же глубоко, как и в предыдущем году (рис. 2) [5, 22]. Подобная ситуация повторилась в 2013–2014 гг. (рис. 2). Количество штормовых дней в 2013–2014 гг. по сравнению с 2012 г., уменьшилось почти в два раза, средние турбулентные потери тепла из океана в периоды штормов сократились в 1.5 раза, а средняя температура воздуха увеличилась почти на 2°C (рис. 5). Развитие глубокой конвекции в 2009 и 2013–2014 гг. объясняется значительным разрушением стратификации в 2008 и 2012 гг., что создало благоприятные условия для преодоления сил плавучести [5, 9].

Наименьшее количество штормовых дней зарегистрировано в январе–марте 2006 г. (6 суток) и 2010 г. (4 суток), в январе–марте 2004 г. штормовая погода наблюдалась чаще (12 суток), но средние турбулентные потери тепла были самыми низкими за весь исследуемый период – 228 Вт/м^2 (рис. 5). В эти годы глубина зимней конвекции не превышала 400 м (рис. 2). Особое место в ряду наблюдений занимает период с января по март 2011 г. При большом количестве штормовых суток (20) и высокой средней интенсивности турбулентных потерь тепла в эти периоды (646 Вт/м^2), глубина конвекции в море Ирмингера также не превысила 400 м. Возможно, зимние условия 2011 г., разрушив стратификацию верхнего слоя океана, со-

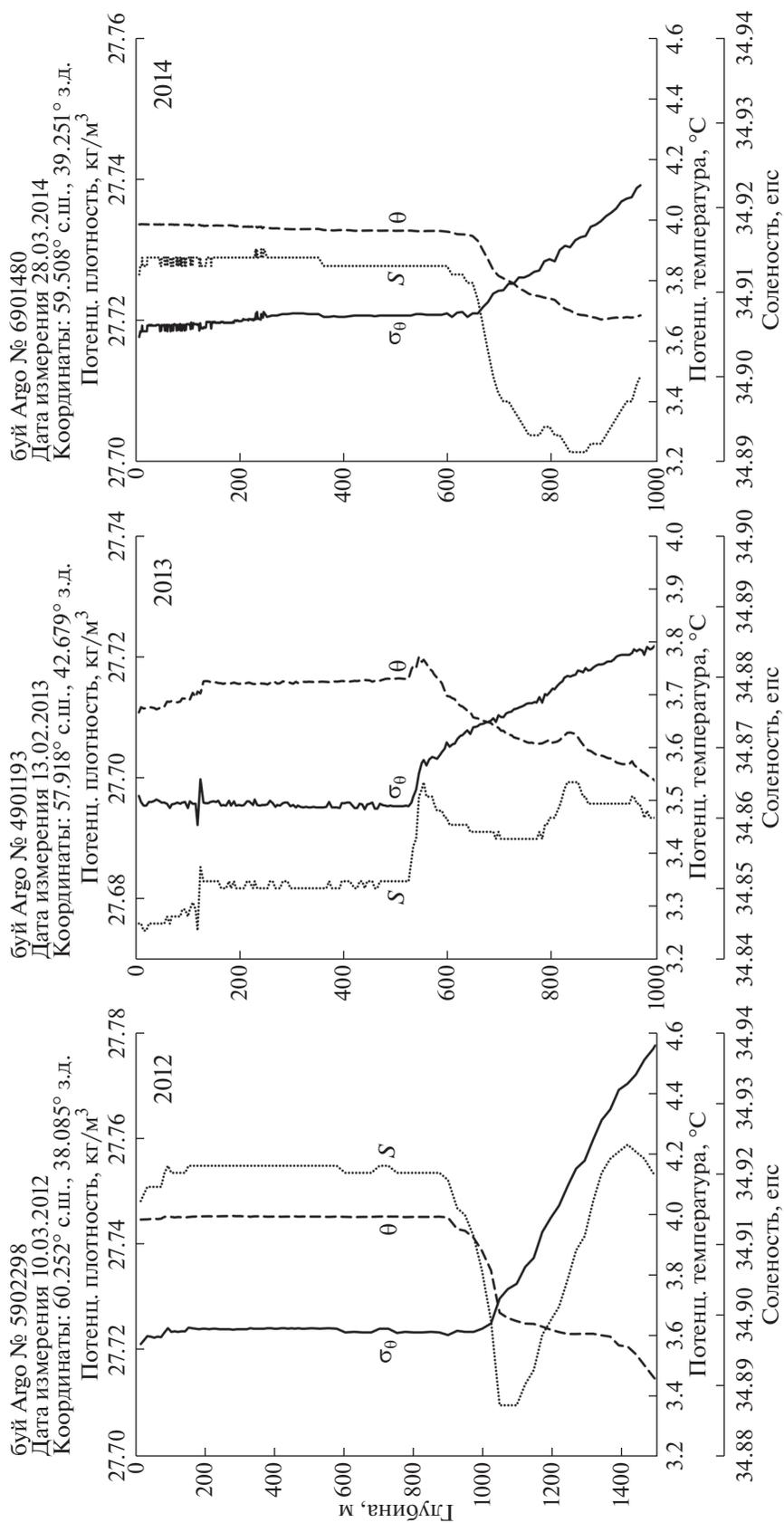


Рис. 4. Вертикальные профили потенциальной плотности (σ_θ , кг/м³), солёности (S , епс) и потенциальной температуры (θ , °С) по данным измерений, выполненных буйами Арго в 2012–2014 гг. в периоды наиболее интенсивной конвекции (февраль–март) в южной части моря Ирмингера. Положение точек, в которых были выполнены измерения, показано на рис. 1.

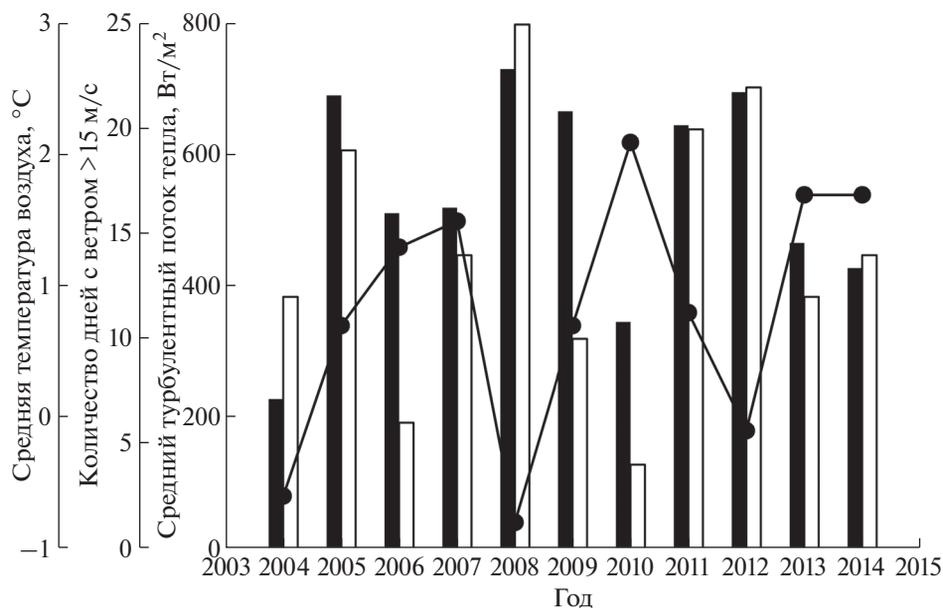


Рис. 5. Временные ряды общего количества штормовых суток со среднесуточным модулем ветра на высоте 10 м более 15 м/с в зимние периоды (январь–март) 2004–2014 гг. (белые столбцы), среднего суммарного турбулентного потока тепла, положительного из океана в атмосферу (черные столбцы), и средней температуры воздуха при ветре более 15 м/с (линия с точками). Все характеристики были получены в пределах области в южной части моря Ирмингера, обведенной прямоугольником на рис. 1.

здали предпосылки для аномально глубокой конвекции в следующем 2012 г.

Для оценки межгодовой изменчивости характеристик ЛПВ в море Ирмингера в 2004–2014 гг. были получены средние значения θ , S , O_2 для ядер этой водной массы внутри областей со значениями Π менее $9 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ (заштрихованы на рис. 2) на расстоянии 100–500 км от Гренландии. Результаты расчетов представлены на рис. 6. Общий тренд прошедшего десятилетия – рост температуры и солёности, а также содержания растворенного кислорода (не показан) ЛПВ в море Ирмингера (аналогичный тренд зарегистрирован для ЛПВ в море Лабрадор [8]). За прошедшие десять лет температура ЛПВ увеличилась на 0.42°C , солёность более чем на 0.03 епс, содержание растворенного кислорода на 8 $\mu\text{моль/кг}$. Этот результат согласуется с общим потеплением и осолонением вод Субполярного круговорота Северной Атлантики, наблюдавшимся с конца 1990-х годов [12]. Зафиксированный на рис. 6 рост не скомпенсирован в поле плотности, поэтому ЛПВ в море Ирмингера стала легче на 0.016 кг/м^3 . Увеличение температуры и солёности ЛПВ происходило немонотонно. Глубокая конвекция в море Ирмингера в 2008 и 2012 гг. вызвала резкий рост θ , S -характеристик ЛПВ. Например, в 2012 г. рост составил 0.18°C и 0.026 епс (рис. 6). Это связано с вовлечением в конвекцию относительно теплых и соленых СПМВ моря Ирмингера [5]. В последующие годы ЛПВ охлаждалась и опрес-

нялась из-за продолжавшихся зимних потерь тепла в атмосферу и изопикнического смешения с более холодными и менее солеными ЛПВ, сформировавшимися южнее Гренландии и в море Лабрадор [8]. Термохалинные изменения ЛПВ моря Лабрадор во время глубокой конвекции происходят по другому сценарию. В 2008 и 2012 гг. температура и солёность ЛПВ сначала резко уменьшались, а далее наблюдался их постепенный рост [8].

Для Исландского бассейна также было проведено картирование Π на разрезе по 59.5° с.ш. (не показано) и выполнены расчеты средних термохалинных характеристик для областей Π со значениями менее $11 \times 10^{-12} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ (см. рис. 6). В течение 2004–2014 гг. наблюдалась постепенная деградация ЛПВ в этом бассейне. Общий рост температуры составил 0.32°C , солёности 0.016 епс, плотность уменьшилась на 0.019 кг/м^3 . Концентрация растворенного кислорода менялась в незначительных пределах 271–274 $\mu\text{моль/кг}$, без определенной долговременной тенденции.

ВЫВОДЫ

1. Глубокая конвекция в южной части моря Ирмингера (до глубин 700–1000 м) наблюдалась в 2008–2009 гг. и 2012–2014 гг. Наименее интенсивная конвекция (до глубин менее 400 м) наблюдалась в 2004, 2006, 2010 и 2011 гг.

2. Плотность ЛПВ, формировавшейся в море Ирмингера в 2004–2014 гг., не превышала 27.73 кг/м^3 . Эти воды представляют собой наибо-

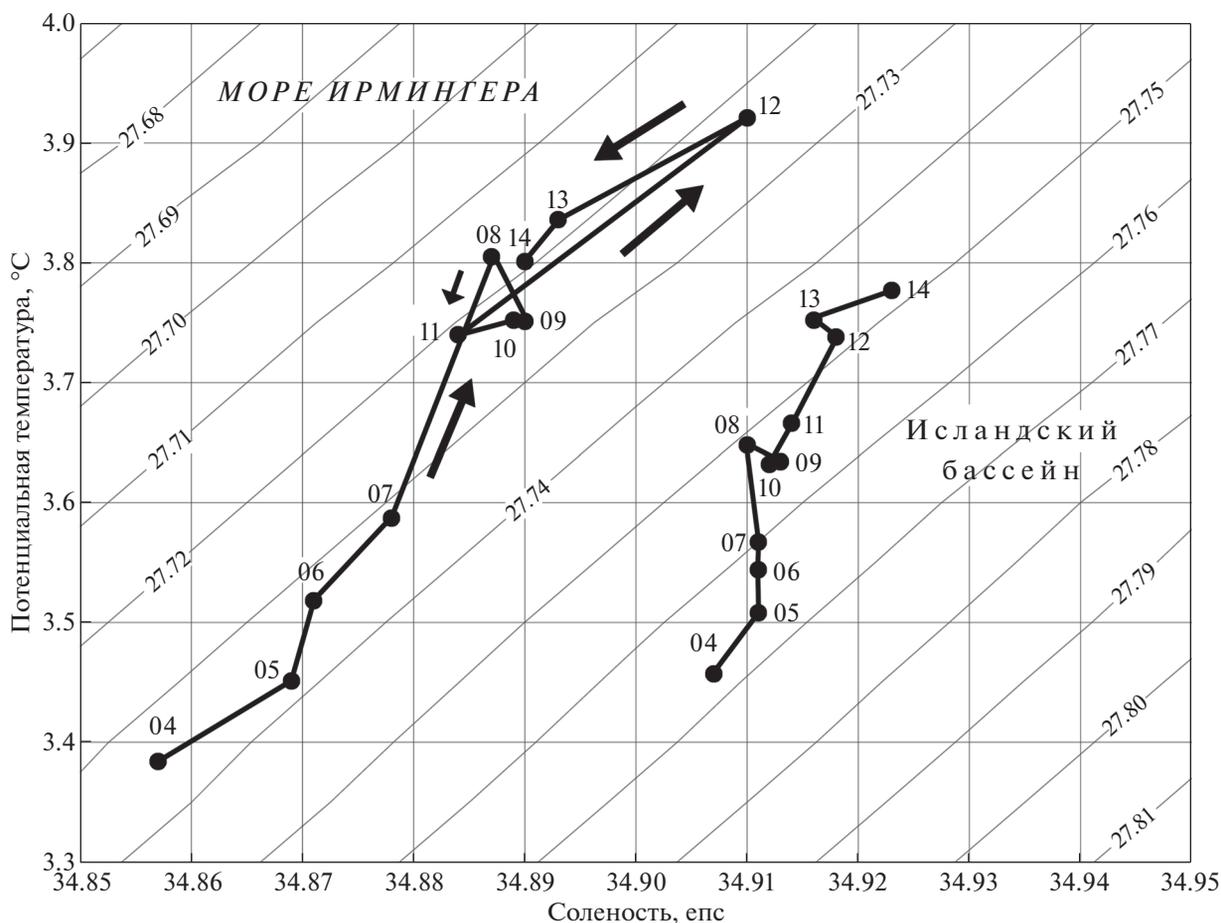


Рис. 6. Межгодовая изменчивость θ , S -индексов ЛПВ в море Ирмингера и Исландском бассейне по данным, полученным на разрезе по 59.5° с.ш. в 2004–2014 гг. Изолинии потенциальной плотности показаны тонкими сплошными линиями. Стрелками показано направление изменений θ , S -индексов ЛПВ в годы глубокой конвекции в море Ирмингера. Цифры над точками обозначают две последние цифры года.

лее легкую, теплую и соленую фракцию лабрадорских вод, формирующихся в субполярном регионе Атлантики.

3. В условиях прекращения интенсивной конвекции ЛПВ, сформировавшаяся в море Ирмингера, может полностью терять свои отличительные признаки в течение 2–3 лет.

4. Для идентификации глубины локальной конвекции в море Ирмингера по летним данным судовых наблюдений целесообразно использовать изолинию насыщения морской воды кислородом 93%. Использовать вертикальное распределение солёности для определения глубины локальной конвекции в море Ирмингера нецелесообразно, так как воды с минимальной солёностью внутри ЛПВ могут иметь адвективное происхождение.

5. В условиях развития интенсивной конвекции в море Ирмингера после многолетнего перерыва, формирующаяся в этом регионе ЛПВ теплее и солонее, чем в последующие 2–3 года. Это связано с тем, что в процесс локальной конвек-

ции вовлекаются теплые и соленые СПВМ моря Ирмингера, в то время как в последующие годы сформированное ядро ЛПВ может подвергаться охлаждающему и опресняющему воздействию лабрадорских вод из других источников.

6. Наиболее благоприятные условия для развития глубокой (до горизонтов более 700 м) зимней конвекции в южной части моря Ирмингера создаются в результате воздействия западных штормовых ветров, имеющих скорость более 15 м/с, в течение 20 и более суток (при сложении за период январь–март). При этом температура воздуха, переносимого ветрами, должна быть отрицательной, а средний суммарный турбулентный отток тепла из океана достигать 700 Вт/м^2 .

7. В течение 2004–2014 гг. в море Ирмингера и в Исландском бассейне зафиксировано общее потепление и осолонение ЛПВ, что согласуется с общим потеплением промежуточных вод субполярного круговорота, начавшегося в конце 1990-х годов. В последние годы ЛПВ в Исландском бассейне находится в сильно деградированном состоянии.

Исследование зимней конвекции в море Ирмингера было выполнено при поддержке РФФ (грант № 14-50-00095), межгодовая изменчивость ЛПВ и анализ данных буев Арго – при поддержке РФФИ (гранты № 15-05-02250 и № 15-05-03782).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ланно С.С., Соков А.В., Терещенков В.П., Добролюбов С.А.* Охлаждение и распределение промежуточных и глубинных вод в северо-западной части Северной Атлантики в начале 90-х годов // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 4. С. 548–551.
2. *Фалина А.С., Сарфанов А.А., Соков А.В.* К вопросу об обновлении Лабрадорской водной массы в бассейне Ирмингера // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 533–538.
3. *Bacon S., Gould W.J., Jia Y.L.* Open-ocean convection in the Irminger Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 5. P. 1246, doi 10.1029/2002GL016271
4. *Clarke R.A., Coote A.R.* The formation of Labrador Sea water. Part III: the evolution of oxygen and nutrient concentration // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. V. 18. № 3. P. 469–480.
5. *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
6. *Doyle J.D., Shapiro M.A.* Flow response to large-scale topography: the Greenland tip jet // *Tellus A.* 1999. V. 51. P. 728–748, doi 10.1034/j.1600-0870.1996.00014.x
7. *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
8. *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>
9. *Pickart R.S., Spall M.A., Ribergaard M.H. et al.* Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet // *Nature.* 2003. V. 424. P. 152–156.
10. *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.
11. *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.
12. *Sarafanov A., Sokov A., Demidov A., Falina A.* Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and the Iceland Basin in 1997–2006 // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L23609, doi 10.1029/2007GL031074
13. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. № C01014, doi 10.1029/2011JC007572
14. *Talley L.D., McCartney M.S.* Distribution and circulation of Labrador Sea water // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. № 11. P. 1189–1205.
15. *Vage K., Pickart R.S.* 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
16. *Vage K., Pickart R.S., Sarafanov A. et al.* The Irminger Gyre: circulation, convection, and interannual variability // *Deep-Sea Res.* 2011. V. 58. P. 590–614, doi 10.1016/j.dsr.2011.03.001
17. *Vage K., Pickart R.S., Thierry V. et al.* 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/NCEO382
18. *Vage K., Spengler T., Davies H.C., Pickart R.S.* Multi-event analysis of the westerly Greenland tip jet based upon 45 winters in ERA-40 // *Quart. J. Royal Met. Soc.* 2009. V. 135. P. 1999–2011, doi 10.1002/qj.488
19. *van Aken H.M., de Jong M.F., Yashayaev I.* Decadal and multi-decadal variability of Labrador Sea Water in the north-western North Atlantic Ocean derived from tracer distributions: Heat budget, ventilation, and advection // *Deep-Sea Res.* 2011. V. 58. P. 505–523, doi 10.1016/j.dsr.2011.02.008
20. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. P. 242–276, doi 10.1016/j.pocean.2007.04.015
21. *Yashayaev I., Bersch M., van Aken H.M.* Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L10602, doi 10.1029/2006GL028999
22. *Yashayaev I., Loder J.W.* Enhanced production of Labrador Sea water in 2008 // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № L01606, doi 10.1029/2008GL036162
23. *Yashayaev I., van Aken H.M., Holliday N.P., Bersch, M.* Transformation of the Labrador Sea Water in the subpolar North Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L22605, doi 10.1029/2007GL031812

Winter Convection in the Irminger Sea in 2004–2014

S. V. Gladyshev, V. S. Gladyshev, A. S. Falina, A. A. Sarafanov

Using CTD data collected along 59.5 N transatlantic section in 2004–2014 winter Argo data of 2012–2014 and daily North American regional reanalysis (NARR) winter convection in the Irminger Sea critically important for Labrador Sea Water (LSW) formation is analyzed. Interannual variability of LSW in the Irminger Sea is investigated. To define a convection depth isoline of the 93% oxygen saturation rate is used. It is found that the deepest convection and the largest LSW volume were formed in the Irminger Sea in 2008 and 2012. These years are characterized by a large number of storms with anomalously strong turbulent heat loss from the ocean to the atmosphere and negative air temperature to the east of Greenland southern tip in January–March. LSW became warmer by 0.42°C, saltier by more than 0.03 psu and oxygen reach by 8 μmol/kg between 2004 and 2014. It is also noted the strong LSW degeneration in the Iceland Basin.