

КОНВЕКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ В НОРВЕЖСКОМ И ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЯХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Е.В. Блошкина¹, В.В. Иванов^{1,2}

*¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург;*

*²Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации*

bloshkinaev@mail.ru, vladimir.ivanov@aari.ru

Введение

В XX веке основной зоной формирования глубинных вод Северо-Европейского бассейна (СЕБ) в процессе осенне-зимней конвекции считалась центральная часть Гренландского моря, где существовал так называемый «купол» уплотненных глубинных и донных вод [19, 37]. В 1990–2000-х гг. на месте этой крупномасштабной структуры сформировался промежуточный слой с локальным максимумом температуры, что привело к изоляции глубинных вод от поверхностного слоя и к ослаблению конвекции [25, 33]. Вместо наблюдавшегося в прошлом массивированного проникновения поверхностных вод на значительную глубину, в 2000-е гг. в Гренландском море эпизодически регистрировались мезомасштабные конвективные вихри [43], сходные по структуре с внутривихревыми линзами, регулярно наблюдаемыми в Лофотенской котловине Норвежского моря [6, 7, 9]. Изменение режима глубокой конвекции в СЕБ вызывает несомненный интерес, поскольку согласно устоявшимся воззрениям глубинные воды Норвежского и Гренландского моря в значительной степени

обеспечивали свежей водой направленную к югу ветвь глобальной термохалинной циркуляции (ГТК). Ослабление глубокой конвекции в СЕБ в 1990-е гг. даже вызвало опасения о блокировании ГТК и возможности так называемой «термохалинной катастрофы» [13]. Пока эти опасения не подтвердились, поскольку в 2000-е гг. более интенсивное формирование глубинных вод сместилось в субарктические районы Северной Атлантики [18], а в прогнозируемом в будущем сезонно-безледном Северном Ледовитом океане (СЛО) [20], центр формирования глубинных вод может переместиться на арктические шельфы [5].

Внешняя схожесть квазистационарного вихря в Лофотенской котловине с вихрями в Гренландской котловине не дает достаточных оснований для утверждения об идентичности физических механизмов образования указанных структур. Продвинуться в решении этого вопроса можно через применение методов математического моделирования циркуляции океана с высоким пространственным разрешением. Требование высокого разрешения в данном случае является принципиальным, поскольку горизонтальный масштаб наблюдаемых в природе мезомасштабных вихрей составляет 10–50 км [26, 44]. Целью данной статьи является модельная реконструкция термохалинной структуры в СЕБ с основным акцентом на воспроизведение мезомасштабной вихревой динамики. Исходными данными для анализа послужили результаты расчетов на модели MITgcm, кратко описанные в разделе 1 [43]. В последующих разделах результаты модельных расчетов сравниваются с известными из наблюдений особенностями «жизненного цикла» квазистационарного мезомасштабного вихря в Лофотенской котловине на годовом временном интервале и вертикальной структурой водных масс в центральной части Гренландского моря. Обсуждение полученных результатов и выводы приведены в заключительном разделе.

1. Описание численных экспериментов

Численные эксперименты выполнялись на региональной версии модели циркуляции океана Массачусетского технологического института (MITgcm) [29], вложенной в глобальную модель

циркуляции и климата океана (ECCO2, www.ecco2.jpl.nasa.gov). Подробное описание процедуры расчетов, результаты которых послужили исходным материалом для представленного анализа, изложено в [43]. Примененная в численных экспериментах расчетная область была разработана для многофункциональных приложений и включает Северную Атлантику и Северный Ледовитый океан. Система уравнений модели аналогична той, которая описана в [30]. Модель имеет 50 вертикальных уровней с интервалами от 10 м у поверхности до 456 м в глубоководной зоне. Донная топография аппроксимирована в узлы сетки на основе данных [39] и цифровой батиметрической карты Мирового океана (GEBCO: <http://www.gebco.net/>) с горизонтальным разрешением 1 миля. Вертикальное перемешивание параметризовано схемой KPP [27]. Горизонтальная адвекция описывается консервативной схемой конечных объемов на сетке «С».

Модель океана объединена с моделью морского льда MITgcm, описанной в [28]. Атмосферный форсинг задавался из 25-летнего реанализа (JRA25) Японского метеорологического агентства (JMA: <http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html>). Горизонтальный шаг сетки в анализируемом ниже численном эксперименте составил 4 км. Продолжительность эксперимента составила 20 лет (1992–2012 гг.) со спинапом в течение первых трех лет. Для анализа использовались последовательные выдачи результатов расчета температуры, солёности и потенциальной плотности для региона СЕБ (рис. 1) на всех расчетных горизонтах с августа 2000 по август 2001 года с интервалом 1 неделя.

2. Эволюция антициклонического вихря в Лофотенской котловине на годовом масштабе

Вероятно, наиболее примечательным свойством антициклонического вихря в Лофотенской котловине следует признать его постоянство. Со времени первых инструментальных наблюдений в СЕБ в научных публикациях и рейсовых отчетах встречаются прямые и косвенные свидетельства наличия глубинной термохалинной аномалии в этом районе Норвежского моря [19, 38]. В изданных в XX веке океанографических атласах Лофотенская котловина

выделяется повышенной температурой и соленостью на глубине от 400 до 1500 м [3, 16, 25]. Регулярные целенаправленные экспедиционные исследования в Норвежской энергоактивной зоне в 1970–80-е гг. по программам «ПОЛЭКС-Север» и «Разрезы» позволили получить подробные натурные данные, давшие возможность существенно продвинуться в понимании этого уникального природного явления [6, 7]. С помощью более совершенных технологий прямых и дистанционных измерений в 2000-е гг. была получена более надежная информация о структуре и динамике вихря, а применение методов математического моделирования позволило уточнить и скорректировать сформулированные ранее теоретические концепции.

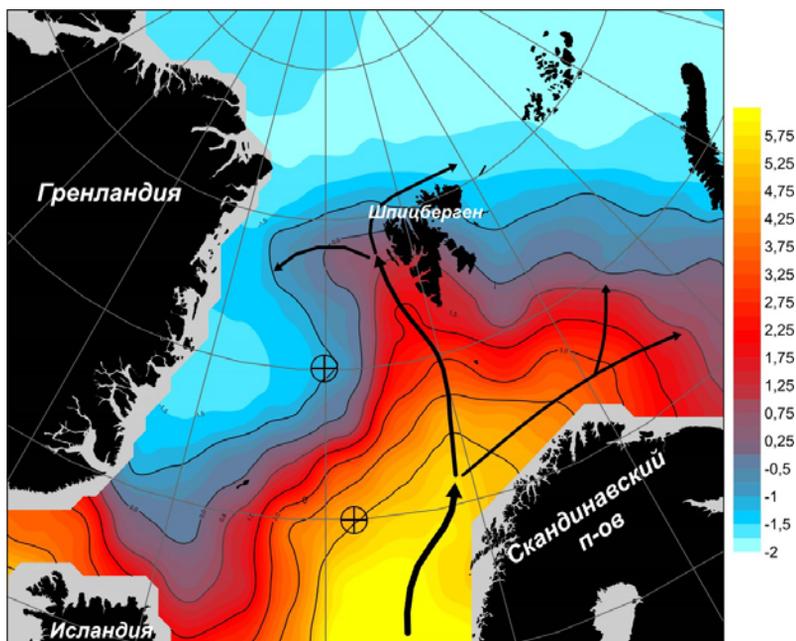


Рис. 1. Среднее (1950–1990 гг.) зимнее распределение температуры воды (°C) на глубине 25 м (EWG, 1997). Положение конвективных зон в Норвежском и Гренландском морях показано символами. Генеральное направление движения атлантических вод показано стрелками.

Перечислим кратко, что достоверно известно о Лофотенском вихре (ЛВ) на данный момент. Горизонтальный масштаб ЛВ (диаметр вихря), определяемый по максимальной скорости орбитального движения, составляет от 20 до 50 км, что соответствует 1,2–2,2 бароклинного радиуса деформации Россби [2, 6, 26, 32, 43]. По вертикали ЛВ надежно выделяется на горизонтальных и вертикальных распределениях температуры, солёности, потенциальной плотности и скорости течения от поверхности океана до глубины 1200–1500 м [6, 40]. На поверхности океана вихрь определяется по спутниковой альтиметрии (превышение уровня) и в инфракрасном диапазоне (минимум температуры) [1, 32]. Вихрь находится в непрерывном движении по квази-циклонической траектории, сохраняя свое положение вблизи центра котловины [7, 32, 43]. Существование крупномасштабной циклонической циркуляции в Лофотенской котловине подтверждено данными наблюдений за дрейфтерами [30, 41] и результатами математического моделирования [43]. Интенсивность вихря (горизонтальный масштаб, скорость орбитального движения и аномалия термохалинных характеристик в его центре) меняется на сезонном и межгодовом интервалах. На годовом масштабе наибольшая интенсивность наблюдается зимой и весной, а наименьшая – осенью [6, 32, 40]. Кроме основного антициклонического вихря, в Лофотенской котловине эпизодически регистрируются вторичные антициклонические и циклонические вихри меньшей интенсивности [6, 32, 43].

На основании известных из наблюдений фактов о структуре и динамике ЛВ были сформулированы теоретические концепции, объясняющие его формирование и эволюцию. Согласно [7], регенерация (обострение) вихря происходит в результате зимней термической конвекции. Благодаря ослабленной плотностной стратификации в центре ЛВ и инверсионному вертикальному распределению солёности, для формирования гидростатической неустойчивости требуется сравнительно незначительное охлаждение поверхностного слоя. Конвекция достигает максимального развития к концу зимы, приводя к обострению горизонтальных градиентов термохалинных характеристик и возрастанию скорости орбитального движения. В период летнего прогрева верхняя часть

вихря «отсекается» от поверхности сезонным термоклинном, и вихрь приобретает характерную линзообразную форму. В течение второй половины года происходит вязкая релаксация линзы вследствие поперечной циркуляции на фронтальных разделах, ограничивающих линзу [4, 11] и турбулентной диффузии [10]. Модельные расчеты, описанные в [23], дали основания предложить альтернативный механизм регенерации вихря, который также объяснял существование в Лофотенской котловине вторичных вихрей. В модели [23] механизм генерации вихря в изначально невозмущенном поле оказался связанным с меандрированием восточной струи Норвежского течения над отрогом плато Воринг. Эпизодически формировавшиеся меандры отделялись от основного течения, формируя антициклонические вихри. Вследствие топографического β -эффекта [15] образовывавшиеся вихри смещались в направлении центра Лофотенской котловины и соединялись в единую структуру. Анализ данных спутниковой альтиметрии подтвердил, что такой механизм генерации вихрей вполне реалистичен и может рассматриваться как дополнительный [32, 41]. В то же время он не исключает предложенный ранее конвективный механизм, поскольку события слияния вихрей достаточно редки и не привязаны к какому-то определенному сезону. Соответственно, одним только слиянием вихрей невозможно объяснить зимне-весеннее обострение Лофотенского вихря.

Известные авторам результаты целенаправленных модельных реконструкций динамики ЛВ неоднозначны. Например, в процитированной выше модели [22] не удалось воспроизвести подтвержденную наблюдениями крупномасштабную циклоническую циркуляцию в Лофотенской котловине, под влиянием которой происходит «твердотельное» перемещение ЛВ. В модельных расчетах, которые используются для анализа в данной статье, такая циркуляция воспроизводится. В [43] подробно исследована возможность регенерации ЛВ через слияние с вихрями, генерируемыми Норвежским течением, а также рассмотрены и проанализированы динамические и энергетические параметры ЛВ. В представленном ниже анализе результатов модельных расчетов мы сконцентрируемся на исследовании, насколько близко к

реальности (известной из наблюдений), модель [43] воспроизводит эволюцию термохалинной структуры ЛВ на годовом временном интервале.

Последовательность пространственного положение центра ЛВ в Лофотенской котловине с августа 2000 по сентябрь 2001 года показана на рис. 2. Центр ЛВ определялся по максимальной горизонтальной аномалии потенциальной плотности на горизонте 677 м. Диапазон смещения ЛВ составляет 65–70 км и ограничен изобатой 3220 м. Генеральную траекторию перемещения при сезонном осреднении можно условно характеризовать как квазициклоническую, тогда как на недельном временном масштабе колебания пространственного положения вихря выглядят нерегулярными. Учитывая сильную вихревую активность в Лофотенской котловине [31], такой результат следует признать вполне ожидаемым: крупномасштабная топографически обусловленная циркуляция модулируется высокочастотными флуктуациями поля скоростей мезомасштабных вихрей, эпизодически генерируемых Норвежским течением [36].

На рис. 3 приведены зимние (февраль-март) и летние (июль-август) TS-диаграммы для ядра ЛВ и его периферии. Летом в центре и на периферии ЛВ выделяются три структурные зоны: от поверхности до глубины 207 м наблюдается сильный термоклин, температура в котором понижается с 9,1 до 3,7 °С в центре и с 9,3 до 4 °С на периферии. Соленость в этом слое незначительно падает с 35,18 до 35,15 PSU и в центре, и на периферии. Отличительной чертой вертикальной термохалинной структуры в центре ЛВ является резкое уменьшение вертикального градиента температуры примерно с глубины 80 м, тогда как на периферии аналогичное замедление падения температуры с глубиной происходит на глубине 150 м. Ниже горизонта 207 м температура и соленость в центре ЛВ когерентно уменьшаются до глубины 861 м. При этом изменение потенциальной плотности не превышает 0,02 ед. Изменение потенциальной плотности на периферии вихря в этом же слое составляет 0,12 ед. Глубже 861 м температура и соленость как в центре, так и на периферии ЛВ плавно уменьшаются при больших вертикальных градиентах на периферии ЛВ.

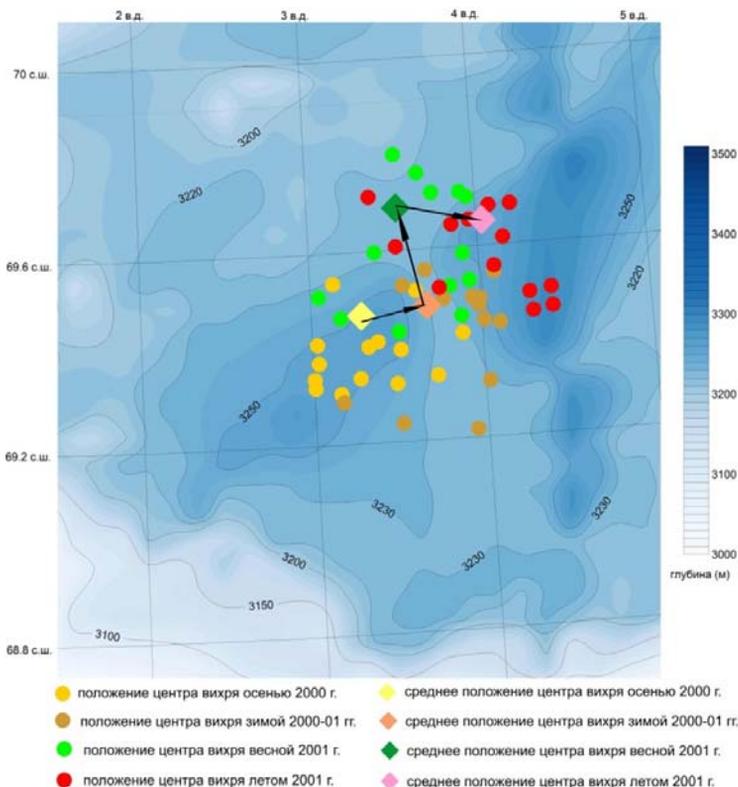


Рис. 2. Пространственное положение центра Лофотенского вихря по расчетным данным в 2000–2001 гг.

Зимой как в центре, так и на периферии наблюдается вертикальная квазиоднородность гидрологических характеристик от поверхности до значительной глубины, хорошо заметная на TS-диаграммах. При этом мощность квазиоднородного слоя в центре ЛВ (примерно 860 м) оказывается в несколько раз больше, чем на периферии (около 200 м).

Эволюция вертикальной термохалинной структуры ЛВ на годовом масштабе времени проиллюстрирована на рис. 4, где приведены вертикальные разрезы температуры, солености и потенциальной плотности через его центр.

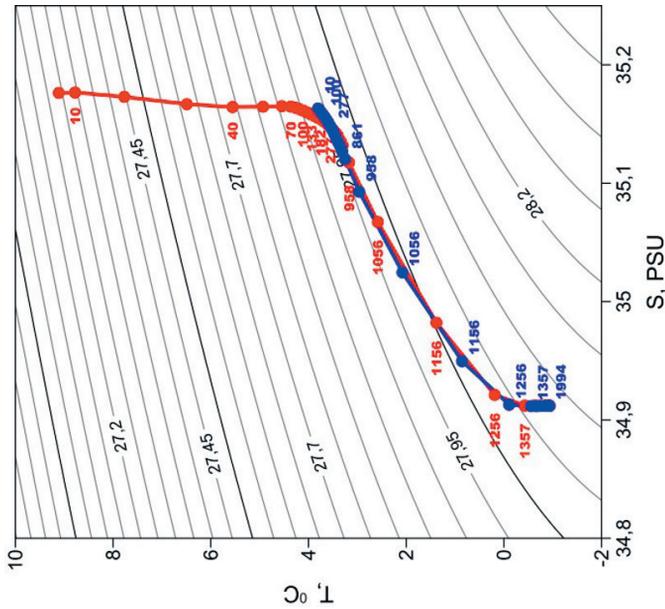
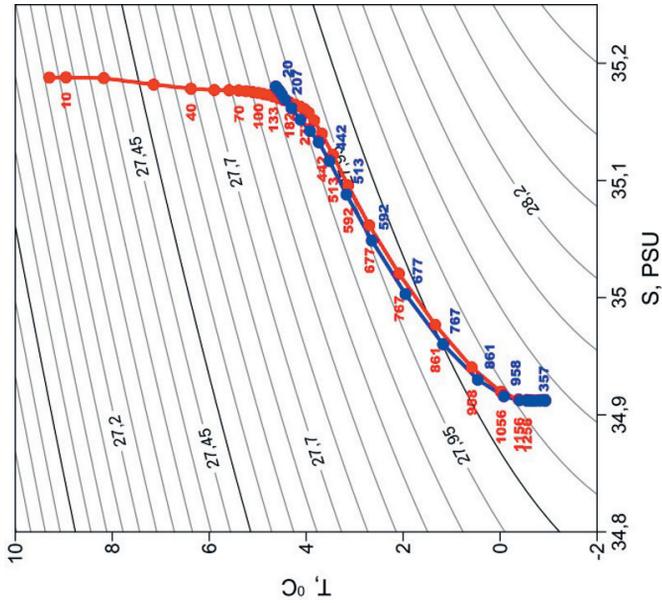
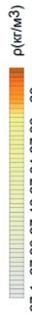
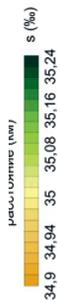
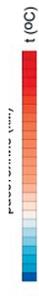
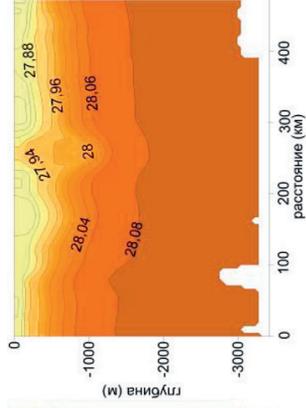
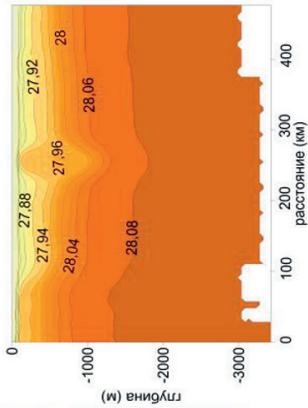
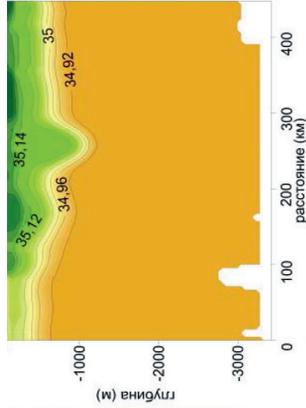
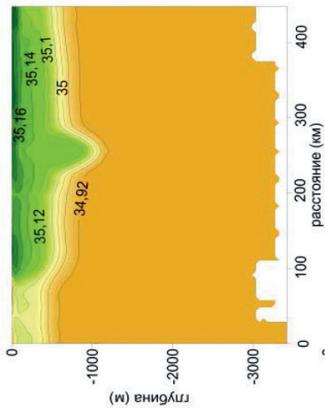
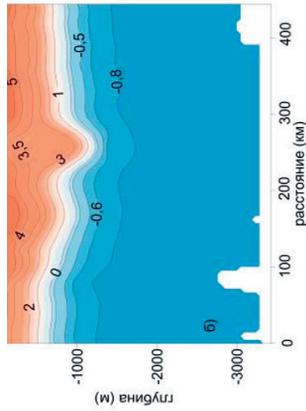
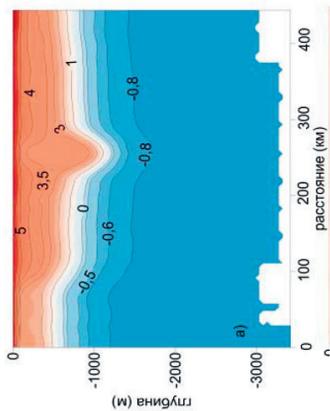


Рис. 3. Средние зимняя и летняя T-S-диаграммы для центра (а) и периферии (б) ЛВ в 2000–2001 гг.

Хорошо прослеживаются следующие, известные из наблюдений, закономерности. В октябре ЛВ имеет характерную форму двояковыпуклой антициклонической линзы с осевой линией на глубине около 600 м. Верхний слой (над ЛВ) устойчиво стратифицирован по температуре и неустойчиво стратифицирован по солености. Результирующая плотностная стратификация устойчива, но сезонный пикноклин над центром ЛВ примерно вдвое тоньше (50–70 м), чем на его периферии. На январском разрезе, представленном на рис. 4 б, сезонный пикноклин в верхней части ЛВ уже полностью разрушен: однородный слой охватывает верхние 100 м, тогда как глубже слабая температурно-обусловленная стратификация еще сохраняется, также как и инверсионное вертикальное распределение солености К концу зимнего сезона (рис. 4 в) квазиоднородный слой в центре ЛВ распространяется от поверхности до глубины 1000 м: контраст потенциальной плотности между поверхностным и глубинным слоем не превышает 0,01 ед. Учитывая большой временной шаг выдачи результатов (одна неделя), это означает, что на последовательных расчетных шагах вероятнее всего возникала гидростатическая неустойчивость, которая удалялась стандартным способом «мгновенного перемешивания» с сохранением баланса тепла и соли. Распределения температуры и солености указывают на подъем воды в центре ЛВ и опускание на его периферии.

Завершает годовой цикл июльский разрез, представленный на рис. 4 г, на котором хорошо видно «отсечение» ЛВ от поверхности сезонным термоклином. Вертикальная квазиоднородность ЛВ, сформированная в результате конвективного перемешивания, сохраняется: разница температуры и солености между горизонтами 50 и 1000 м в центре вихря составляет $-0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $+0,01\text{ PSU}$ соответственно. Частота Брента-Вайсяля в этом слое составляет ничтожную величину $1,7 \cdot 10^{-4}\text{ с}^{-1}$, т.е. стратификация по сути нейтральна. Очевидно, что такое вертикальное распределение термohалинных параметров создает крайне благоприятные предпосылки для конвективной регенерации ЛВ в следующий осенне-зимний сезон. Полученная на модели годовая эволюция ЛВ полностью согласуется с результатами анализа натуральных данных в [6],



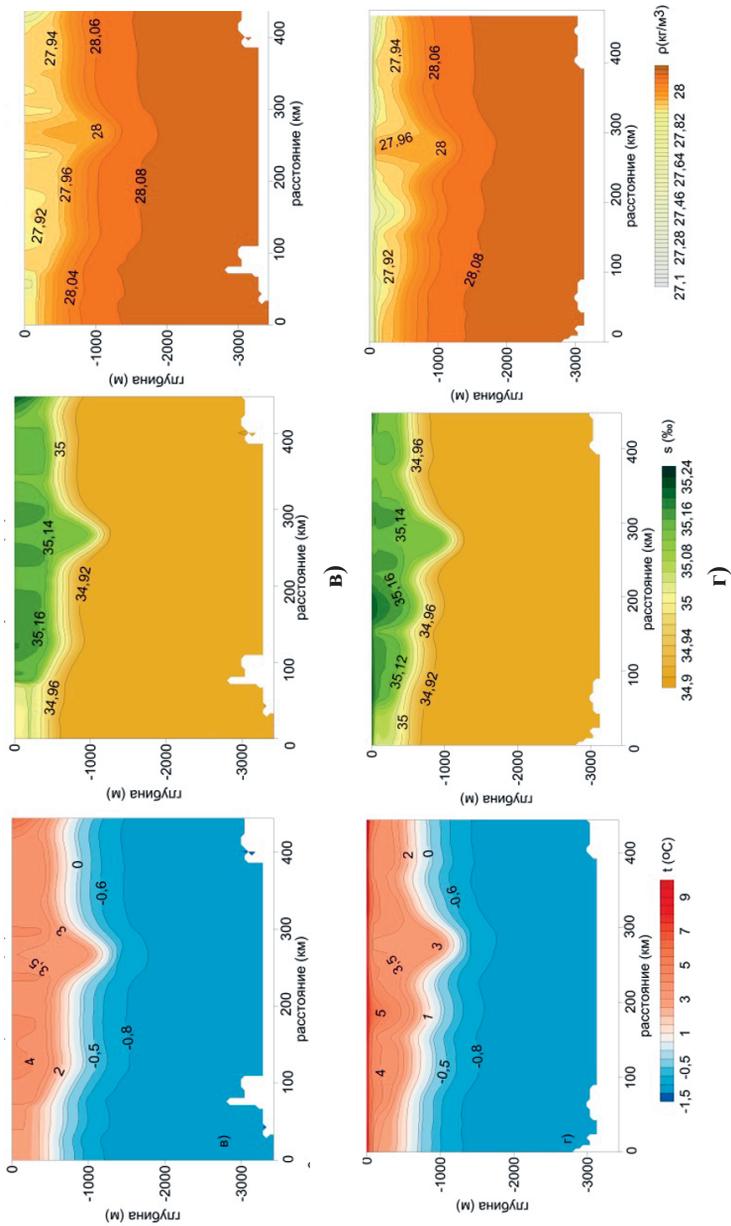


Рис. 4. Годовая эволюция вертикальной структуры температуры ($^{\circ}\text{C}$), солёности (PSU) и потенциальной плотности (ед.) поперек вихря: октябрь 2000 г. (а), январь 2001 г. (б), апрель 2001 г. (в), июль 2001 г. (г).

что позволяет считать результаты расчета вполне надежными для исследования других особенностей ЛВ, которые сложно (или практически невозможно) изучить на основании натуральных данных.

На рис. 5 представлены временные ряды контрастов температуры, солёности и потенциальной плотности между горизонтальной плоскостью линзы (441 м) и поверхностью. На графиках хорошо прослеживаются описанные выше эволюционные фазы. К концу зимнего сезона (середина апреля) верхний слой полностью перемешан – плотностной контраст отсутствует. С началом весенне-летнего прогрева температурный и солёностный контрасты начинают снова расти, достигая максимума к концу летнего сезона. При этом следует отметить асинхронное поведение контраста солёности в летний сезон: контраст солёности продолжает уменьшаться после начала летнего прогрева, достигает нулевых значений в начале мая, а потом даже кратковременно меняет знак. Последнее, вероятно, связано с процессами перемешивания внутри вихря после его весенней изоляции от поверхности океана.

3. Конвекция в Гренландском море: наблюдения и модельная реконструкция

Натурные исследования в Гренландской котловине в начале 2000-х гг. выявили наличие антициклонических вихрей, сходных по структуре с ЛВ [14, 44]. Их конвективное происхождение, локализация в пределах Гренландской котловины и длительное «время жизни» позволяют предположить, что процессы, контролирующие эволюцию этих образований, сходны с процессами, установленным для ЛВ. Однако необходимо понимать, что фоновые гидрологические условия в центральной части Гренландского моря принципиально отличаются от условий в Лофотенской котловине.

Поверхностная водная масса заметно преснее верхнего слоя в Лофотенской котловине, что связано с зимним выносом льда в этот район и его таянием. Соответственно, вертикальное распределение солёности типично для атлантического сектора Арктического бассейна, где солёность с глубиной возрастает, достигая локального максимума в ядре атлантической водной массы (на глубине около 200 м в центральной части Гренландского моря).

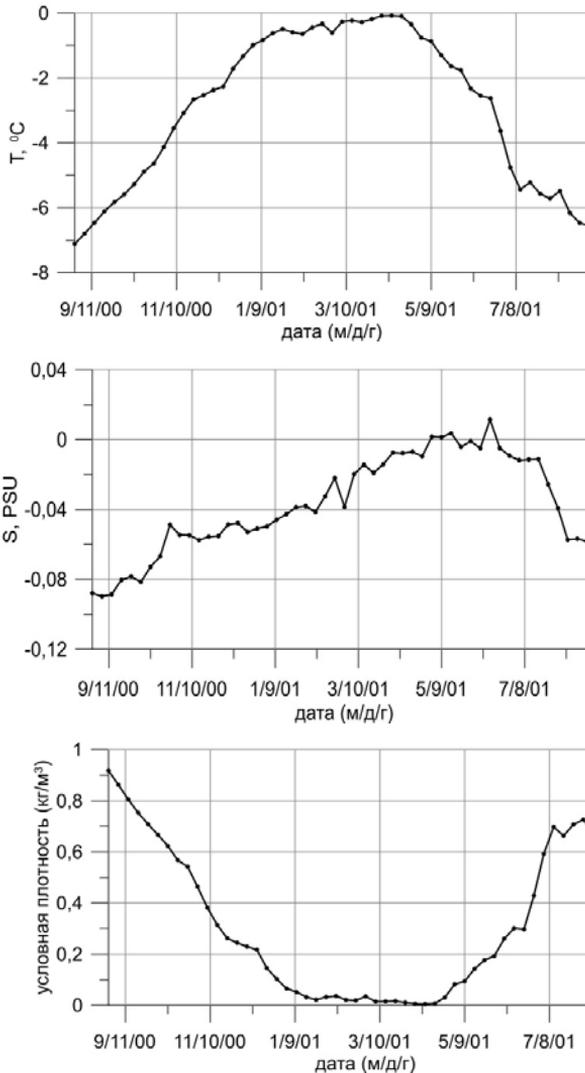


Рис. 5. Временная изменчивость (2000–2001 г.) контрастов структуры температуры ($^\circ\text{C}$), солености (PSU) и потенциальной плотности (ед.) между горизонтальной плоскостью линзы и поверхностью в центре ЛВ.

Вертикальное распределение температуры также соответствует арктическому типу [8] с ярко-выраженным промежуточным максимумом [12: fig. 3]. Чтобы при такой вертикальной структуре конвекция охватила сравнительно теплый и соленый промежуточный слой, необходимо превышение плотностью воды в поверхностном слое плотности у основания пикноклина, отделяющего поверхностные воды от атлантических. Очевидно, что при отсутствии льда, возрастание плотности может происходить только вследствие охлаждения. Сохранение в летний сезон подповерхностного минимума температуры, сформированного конвективным перемешиванием в предшествующую зиму, существенно сужает диапазон допустимого охлаждения воды, поскольку оно ограничено точкой замерзания. Уменьшение термического вклада в изменение плотности при низких температурах дополнительно ограничивает возможный рост плотности вследствие охлаждения. Однако после начала замерзания дальнейшее развитие конвекции может происходить по халинному типу [35].

Согласно существующим воззрениям о механизмах глубокой конвекции в Гренландском море, независимо от того, какой тип конвекции оказывается доминирующим при различных внешних условиях, решающая роль в создании неустойчивой плотностной стратификации отводится солёности. В случае термической конвекции «вентиляция» глубинных слоев возможна лишь в случае формирования неустойчивой стратификации в пределах значительной части столба воды до начала ледообразования. Согласно [12], такая ситуация реализуется при интенсивном поступлении в поверхностный слой воды с повышенной солёностью, после чего развитие конвекции происходит так же, как и в Лофотенской котловине, т. е. сравнительно небольшого охлаждения оказывается достаточно, чтобы сформировалась гидростатическая неустойчивость за счет вклада солёности. Определяющий вклад халинной конвекции означает, что к началу ледообразования глубина перемешанного слоя мала, и условия для ее возрастания создаются при осолонении тонкого подледного слоя по мере нарастания льда [41]. При таком сценарии возможны два варианта последующих событий: либо стадии нарастания льда и его таяния вследствие подъема

к поверхности теплой воды из глубин последовательно сменяют друг друга [35], либо нарастающий лед постоянно выносится из конвективной зоны, поддерживая интенсивный рост льда и выделение рассола в поверхностный слой [47]. В обоих случаях происходит постепенное продвижение конвективного фронта в водную толщу.

Главным отличием термической конвекции от халинной в случае, когда поток тепла у поверхности океана не локализован, а изотропно распределен на большой площади, является существенно большая плотность распределения начальных термиков, приводящая к активному взаимодействию между ними [35]. Результатом такого взаимодействия является формирование конвективной ячейки, так называемого «chimney» (дымовая труба) с радиусом, превышающим бароклинный радиус деформации Россби, который постепенно заглубляется, приобретая циклоническое вращение [22]. Выпадение соли при ледообразовании, наоборот, формирует компактные области, в которых может происходить быстрое опускание воды до большой глубины вследствие существенно большего вклада солености в плотность при низких температурах. В результате, хотя объем однократно опустившейся с поверхности воды при халинной конвекции значительно меньше, чем при термической, глубина проникновения оказывается больше. Кроме того, такой механизм конвекции в принципе допускает возможность формирования в водной толще локализованных термохалинных аномалий с антициклонической завихренностью. Последнее объясняется проникновением конвекции ниже уровня эквивалентной плотности [44].

Таким образом, можно предположить, что наблюдаемое с 1990-х гг. повышение температуры в центральной части Гренландского моря [21] связано именно с ослаблением термической конвекции. Более частая регистрация мезомасштабных конвективных линз в Гренландском море в 2000-е гг. скорее свидетельствует в пользу того, что современные измерительные устройства (например, буи нейтральной плавучести [17]) позволяют успешнее идентифицировать такие объекты, чем о возрастании интенсивности халинной конвекции.

Результаты модельной реконструкции гидрологических условий в Гренландском море с помощью модели косвенно подтверждают такой вывод. В течение всего периода расчетов случаев массированного развития глубокой конвекции в центральной части Гренландского моря отмечено не было. Зимняя трансформация вертикальной структуры ни разу не происходила ниже атлантического слоя, что показано на рис. 6. Модель также не смогла воспроизвести глубинные термохалинные линзы, эпизодически регистрировавшиеся в данных наблюдений с 2001 по 2004 год [44]. Возможные причины этого – недостаточное разрешение модели и/или принятое в модели приближение гидростатики, что не позволяет смоделировать начальную стадию халинной конвекции в изначально невозмущенном поле. Нельзя также исключать не техническую причину, а более фундаментальную, а именно механизм модельной генерации локализованных вихрей в горизонтально однородном поле термохалинных характеристик. Как обсуждалось выше, в Лофотенской котловине термохалинная аномалия (и связанный с ней антициклонический вихрь) существуют постоянно, т. е. вопрос о его генерации, строго говоря, не актуален. Тем не менее, в модельных расчетах, вихрь сформировался в изначально невозмущенном поле после одного расчетного года вследствие меандрирования Норвежского течения [43]. В Гренландской котловине наличие мезомасштабных вихрей скорее исключение, чем правило. В свете результатов выполненного модельного исследования, причиной этого может быть сравнительная удаленность Гренландской котловины от интенсивных струй течений СЕБ с высоким потенциалом вихреобразования.

Обсуждение и выводы

Основным результатом выполненного анализа результатов моделирования циркуляции вод в конвективных зонах Норвежского и Гренландского морей является подтверждение возможностей современных математических моделей воспроизводить известные из наблюдений особенности термохалинной структуры, включая мезомасштабные вихревые образования. Принципиальным требованием к модели является высокое пространственное разрешение.

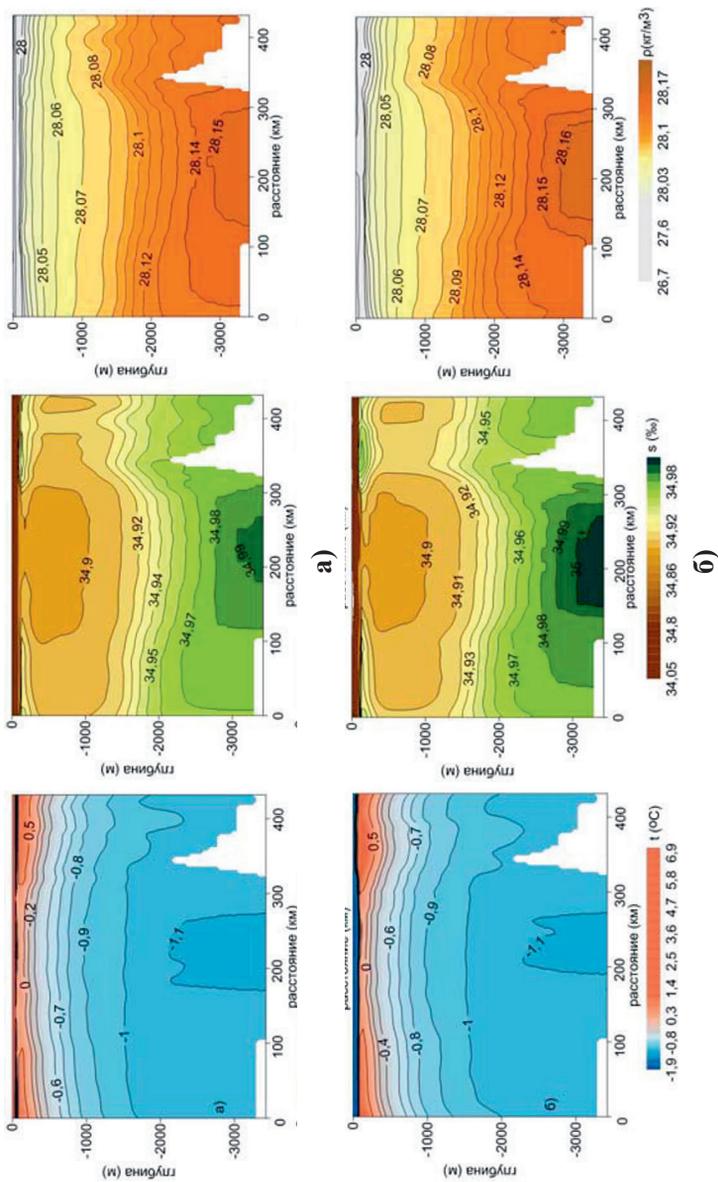


Рис. 6. Вертикальные разрезы структуры температуры (°C), солёности (PSU) и потенциальной плотности (ед.) через центр Гренландской коловины летом 2000 г. (а) и зимой 2001 г. (б).

Как было показано в [43], при горизонтальном шаге модельной сетки, вдвое превышающем использованный в данной работе, целый ряд особенностей структуры и динамики ЛВ теряются, а при шаге 18 км ЛВ вообще не воспроизводится.

Анализ модельных результатов для Лофотенского вихря позволяет заключить, что на произвольном годовом временном интервале модель адекватно реальности описывает эволюцию ЛВ. Характерные особенности «жизненного цикла» ЛВ, включающие зимнее обострение в результате вертикальной конвекции и летнюю изоляцию от поверхности сезонным пикноклином, детально воспроизведены в численном эксперименте. Чрезвычайно важным результатом, помогающим понять феномен ЛВ как постоянно существующего природного объекта, является подтвержденное модельными результатами формирование благоприятных предпосылок для ежегодной регенерации ЛВ. В то же время, нельзя не признать, что сохранение высокой антициклонической завихренности нижнего конуса ЛВ вероятнее всего обеспечивается эпизодическим захватом ЛВ вихрей, генерируемых Норвежским течением [23, 43].

Для Гренландской котловины модельные результаты подтвердили известный из наблюдений факт ослабления глубокой конвекции в 2000-е гг. В течение всего расчетного периода зимняя конвекция в центральной части Гренландского моря ни разу не преодолела промежуточный атлантический слой, что является необходимым предварительным условием для развития глубокой конвекции. Соответственно, на модели не удалось воспроизвести глубинные антициклонические вихри, документированные в этом районе в начале 2000-х гг. Возможное объяснение этому – особенности формирования глубинных вихрей через локализованную халинную конвекцию. Использованное в модели горизонтальное разрешение вероятно недостаточно для воспроизведения начальной стадии халинной конвекции, инициируемой локальным ледообразованием. При задании глубинных термохалинных аномалий в Гренландском море в начальных условиях и использовании негидростатической модели с горизонтальным шагом 125 м их эволюция воспроизводится достаточно успешно [34].

В заключение следует отметить, что представленный анализ показывает, что современные математические модели циркуляции океана с высоким пространственным разрешением достигли того уровня, когда их результаты могут существенно дополнять натурные наблюдения в получении более целостной картины развития океанологических процессов во времени и пространстве.

Данное исследование выполнено в соответствии с рабочим планом гранта РФФИ 14-05-00039. Подготовка материалов к публикации поддержана грантом РНФ 14-37-00053. Авторы выражают признательность Денису Волкову за предоставленную возможность использовать результаты его расчетов и полезные обсуждения особенностей модели и полученных в статье результатов.

Список использованных источников

1. *Алексеев В.А., Иванов В.В., Репина И.А., Лаврова О.Ю., Станичный С.В.* Конвективные структуры в Лофотенской котловине по данным спутников и буев Арго // Исследования Земли из космоса. 2016. – № 1. – С. 90–104.

2. *Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К.* Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2014. – Вып. 2. – С. 108–121.

3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан // Под ред. В.Г. Горшкова. – М.: Из-во МО СССР, 1980. – 190 с.

4. *Журбас В.М., Кузьмина Н.П.* О растекании перемешанного пятна во вращающейся устойчиво стратифицированной жидкости // Изв. АН СССР. ФАО. – 1981. – Т. 17, № 3. – С. 286–295.

5. *Иванов В.В.* Усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном в условиях снижения ледовитости // Доклады Академии Наук. – 2011. – Т. 441, № 1. – С. 1–5.

6. *Иванов В.В., Кораблев А.А.* Формирование и регенерация внутрипикноклиновой линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 9. – С. 102–110.

7. *Иванов В.В., Кораблев А.А.* Динамика внутрипикноклиновой линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 10. – С. 55–62.

8. *Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 270 с.

9. Родионов В.Б., Белкин И.М., Костяной А.Г. Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. – М.: ГЕОС, 1998. – 292 с.

10. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 296 с.

11. Шапиро Г.И. О синоптической изменчивости верхнего слоя океана // *Океанология*. – 1985. – Т. 25, № 5. – С. 733–739.

12. Alekseev G.V., Ivanov V.V., Korablev A.A. Interannual variability of thermohaline conditions in the convective gyre of the Greenland Sea // *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment*. AGU Geophys. Monograph. – 1994. – Vol. 85. – P. 485–496.

13. Broecker W.S. Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? // *Science*. – 1997. – Vol. 278. – P. 1582–1588.

14. Budeus G., Cisewski B., Ronski S., Dietrich D., Weitere M. Structure and effects of a long lived vortice in the Greenland Sea // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – Vol. 31. – L05304. – doi: 10.1029/2003GL017983.

15. Carnevale R., Kloosterziel C., van Heijst G.J.F. Propagation of barotropic vortices over topography in a rotating tank // *J. Fluid Mech.* – 1991. – Vol. 223. – P. 119–139.

16. Dietrich G. Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean – 1969. – 144 p. – Cons. Int. pour l'Explor. de la Mer, Charlottenlund Slot, Denmark. Environmental Working Group (EWG): Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean (CD-ROM) National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA. 1997, 1998. WWW-page, http://www.aari.nw.ru/index_en.html

17. Gascard J.-C., Watson A.J., Messias M.-J., Olsson K.A., Johannessen T., Simonsen K. Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea // *Nature*. – 2002. – Vol. 416 (6881). – P. 525–527.

18. Hansen B., Turrell W.R., Osterhus S. Decreasing overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Faroe-Shetland Channel since 1950 // *Nature*. – 2001. – Vol. 411. – P. 927–930.

19. Helland-Hansen B., Nansen F. The Norwegian-Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian Sea researches 1900–1904 // *Rep. Norw. Fishery Mar. Invest.* – 1909. – Vol. 2. – 390 p.

20. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Ed. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland: IPCC. – 151 p.

21. Karstensen J., Schlosser P., Wallace D.W.R., Bullister J.L., Blindheim J. Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s // *J. Geophys. Res.* – 2005. – Vol. 110. – C07022. – doi 10.1029/2004JC002510.

22. *Killworth P.* Deep convection in the world oceans // *Reviews of Geophysics*. – 1983. – Vol. 21(1). – P. 1–26.

23. *Kohl A.* Generation and stability of a quasi-permanent vortex in the Lofoten Basin // *J. Phys. Oceanogr.* – 2007. – Vol. 37. – P. 2637–2651.

24. *Koltermann, K.P., L  uthje H.* Hydrographischer Atlas der Gr  nland und n  rdlichen Norwegischen See (1979–1987). Hamburg, Germany: Deutsches Hydrograph. Inst, 1989. – 274 p.

25. *Kostianoy A.G., Belkin I.M.* A survey of observations on intrathermocline eddies in the World Ocean // *Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence* / Ed. J.C.J. Nihoul, B.M. Jamart– Amsterdam: Elsevier, 1989. – P. 821–841.

26. *Koszalka I., LaCasce J.H., Andersson M., Orvik K.A., Mauritzen C.* Surface circulation in the Nordic Seas from clustered drifters // *Deep-Sea Research I*. – 2011. – Vol. 58, No. 4. – P. 468–485.

27. *Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.C.* Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Reviews of Geophysics*. – 1994. – Vol. 32. – P. 363–403.

28. *Losch M., Menemenlis D., Heimbach P., Campin J.-M., Hill C.* On the formulation of sea-ice models. Part1: Effects of different solver implementations and parameterizations // *Ocean. Model.* – 2010. – Vol. 33. – P. 129–144.

29. *Marshall J., Adcroft A., Hill, C., Perelman L., Heisey C.* A finite volume, incompressible Navier–Stokes model for studies of the ocean on parallel computers // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102. – P. 5753–5766.

30. *Nguyen A.T., Menemenlis D., Kwok R.* Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol. 116. – C04025.

31. *Poulain P.-M., Warn-Varnas A., Niiler P.P.* Near-surface circulation of the Nordic Seas as measured by Lagrangian drifters // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101. – P. 18237–18258.

32. *Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E., Eldevik T., Halo L.* The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // *Deep Sea Research I*. – 2015. – Vol. 96. – P. 1–14.

33. *Ronski S., Budeus G.* Time series of winter convection in the Greenland Sea // *J. Geophys. Res.* – 2005. – Vol. 110 (C4). – C04015.

34. *Rubino A., Androssov A., Dotsenko S.* Intrinsic dynamics and long-term evolution of a convectively generated oceanic vortex in the Greenland Sea // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – Vol. 34. – L16607.

35. *Rudels B.* Haline convection in the Greenland Sea // *Deep Sea Research*. – 1990. – Vol. 37(9). – P. 1491–1511.

36. *Samuelson A., H  jlo S.S., Johannesse J.A., Patel R.* Particle aggregation at the edges of anticyclonic eddies and implications for distribution of biomass // *Ocean Science*. – 2012. – Vol. 8. – P. 389–400.

37. Schlosser P., Boenisch G., Rhein M., Bayer R. Reduction of deep-water formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data // *Science*. – 1991. – Vol. 251. – P. 1054–1056.
38. Schott G. *Geographie des Atlantischen Ozeans*. – Hamburg: Verlag von C. Boysen, 1942. – 438 p.
39. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. – 1997. – Vol. 277 (5334). – P. 1956–1962.
40. Soeland H., Rossby T. On the structure of the Lofoten Basin Eddy // *J. Geophys. Res.* – 2013. – Vol. 118. – P. 4201–4212.
41. Visbeck M., Fischer J., Schott F. Preconditioning the Greenland Sea for deep convection: Ice formation and ice drift // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. – P. 18489–18502.
42. Voet G., Quadfasel D., Mork K.A., Søiland H. The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations // *Tellus*. – 2010. – Vol. 62 (4). – P. 516–529.
43. Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model // *Deep Sea Research I*. – 2015. – Vol. 105. – P. 142–157.
44. Wadhams P. Convective chimneys in the Greenland Sea: A review of recent observations // *Oceanogr. Mar. Biol.* – 2005. – Vol. 42. – P. 1–27.
45. Wadhams P., Bud'evs G., Wilkinson J.P., Løyning T., Pavlov V. The multi-year development of a long-lived convective chimney in the Greenland Sea // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – Vol. 31(6). – L06306.
46. Wadhams P., Holfort J., Hansen E., Wilkinson J.P. A deep convective chimney in the winter Greenland Sea // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – Vol. 29(10). – P. 1434–1437.
47. Wilkinson J.P. Ice dynamics in the Greenland Sea // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol. 111(C12). – C12022.

Поступила в редакцию 24.06.2016 г.