

УДК 551.465

ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ В ЛОФОТЕНСКОМ ВИХРЕ

© 2020 г. А. В. Колдунов^а, Т. В. Белоненко^а, *

^аСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: btvlisab@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 27.02.2020 г.

Принята к публикации 01.04.2020 г.

В работе анализируются данные гидродинамического моделирования высокого разрешения. Для исследования вертикальных скоростей Лофотенского вихря Норвежского моря используются реализации гидродинамической модели Массачусетского технологического института (MITgcm). Проведен анализ вертикальной структуры распределения вертикальных скоростей, а также их сезонной и межгодовой изменчивости. Показано, что величины вертикальных скоростей в Лофотенском вихре увеличиваются с глубиной. В верхних слоях Лофотенского вихря (95 м) пространственное распределение вертикальной скорости в зимний период (декабрь–апрель) имеет случайный характер, когда значения в соседних ячейках имеют противоположные знаки, а вектора скоростей разнонаправлены, но уже к лету формируется упорядоченная структура, характерная для всего остального периода. На нижних горизонтах (1000 м) распределение вертикальных скоростей в зимний и летний периоды принципиально не отличаются. Установлено, что на каждом горизонте вихрь можно разделить на 4 сектора с чередующимися направлениями вертикальных скоростей. При этом отрицательные скорости характерны для северо-восточного и юго-западного секторов, с максимальными величинами в северо-восточном секторе, а положительные — в юго-восточном и северо-западном секторах. Анализ лагранжевых частиц в Лофотенском вихре показывает, что в верхних слоях (200 м) частицы, совершая вращательные движения относительно оси вихря, одновременно имеют тенденцию к перемещению на поверхность, в то время как в нижних слоях (1000 м) эта тенденция нарушается: частицы могут перемещаться как к поверхности, так в противоположном направлении. При этом для всех горизонтов частицы, изначально расположенные в центральной части вихря, в результате вращения перемещаются к периферии.

Ключевые слова: мезомасштабные вихри, вертикальная скорость, Лофотенский вихрь, Норвежское море, MITgcm

DOI: 10.31857/S0002351520040045

ВВЕДЕНИЕ

Вертикальная составляющая скорости течения в океане является важной характеристикой, необходимой для понимания многих физических процессов циркуляции океана. Вертикальные движения в мезомасштабных вихрях представляют особый интерес, так как могут влиять на распределение термохалинных характеристик, устойчивость вихря, диапикническое перемешивание и вертикальный перенос биогенов. Однако измерение вертикальных скоростей прямыми контактными методами сегодня является практически невыполнимой задачей ввиду чрезвычайно малых их значений, порядка 10^{-5} м/с (1 м/сут). Одним из возможных способов исследования является использование гидродинамического моделирования. В данной работе анали-

зируются вертикальные скорости в Лофотенском вихре, рассчитанные по региональной гидродинамической модели, основанной на модели глобальной циркуляции Массачусетского технологического института (MITgcm).

Квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь находится в центре Лофотенской котловины, которая расположена в северной части Норвежского моря и ограничена хребтом Мона на северо-западе, Скандинавским полуостровом на востоке, хребтом Хельгеланд на юго-западе и плато Воринг на юге (рис. 1). Котловина является топографически обособленным образованием с замкнутыми почти круговыми изобатами и максимальной глубиной в центре 3250 м. Несмотря на ее субполярное положение, поступление арктических вод в нее практически отсутствует [1].

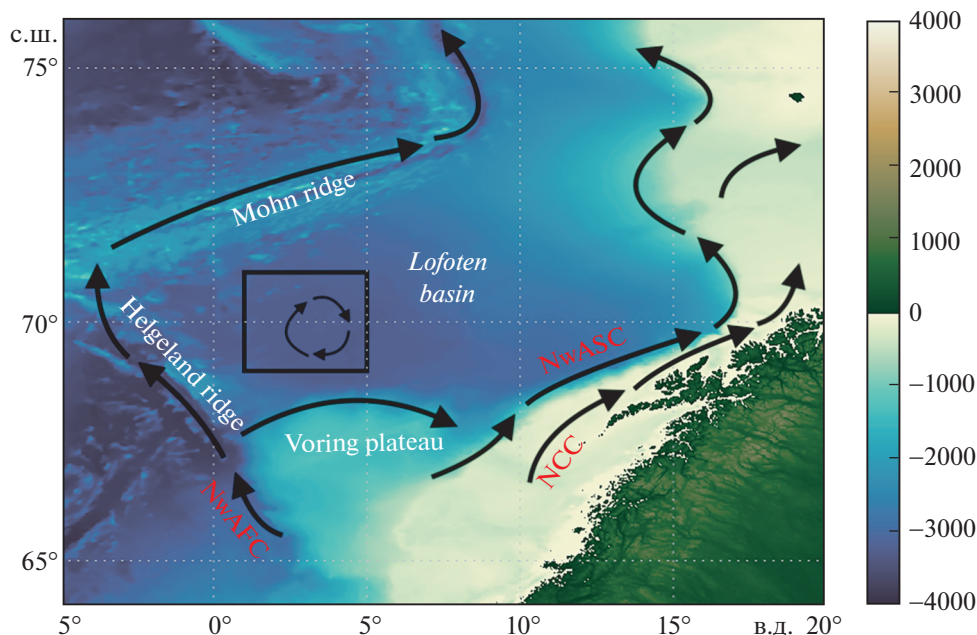


Рис. 1. Донная топография (цвет) и схема основных течений в Лофотенской котловине. Черным прямоугольником показан район исследования и стрелками положение антициклонического Лофотенского вихря. Обозначения: NCC – Норвежское прибрежное течение (Norwegian Coastal Current), NwASC – Норвежское Атлантическое склоновое течение (Norwegian Atlantic Slope Current), NwAFC – Норвежское Атлантическое фронтальное течение (Norwegian Atlantic Frontal Current).

Термохалинная структура вод Лофотенской котловины сформирована влиянием Атлантических вод. Сравнительно теплые и соленые Атлантические воды поступают в котловину с Норвежским склоновым течением (NwASC) и Норвежским прибрежным течением (NCC), а также Норвежским фронтальным течением (NwAFC) (рис. 1).

Топографическая обособленность, рельеф, а также адвекция теплых и соленых вод, создают в котловине динамические условия, исключительно благоприятные для вихреобразования. Батиметрические особенности котловины способствуют устойчивости квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря, расположенного в глубоководной ее части. По одной из версий, устойчивость вихря поддерживается ежегодной регенерацией его структуры вследствие зимней глубокой конвекции [2–5]. По другой версии, причиной устойчивости является подпитка и поддержание высокой антициклонической завихренности Лофотенского вихря путем слияния его с другими антициклоническими вихрями, образовавшимися в результате бароклинной неустойчивости ветвей Норвежского течения [6–9].

Сегодня Лофотенский вихрь представляет огромный интерес для исследователей, являясь уникальной природной лабораторией для изучения вихрей в природе. Лофотенский вихрь (рис. 2) представлен линзой теплой соленой воды на интервале глубин 300–1000 м с горизонтальным

масштабом около 60–80 км. Радиус ядра вихря по данным глайдеров составляет 18 ± 4 км [10]. Существование квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря в котловине подтверждается измерениями *in situ* [10–17], спутниковыми данными [8, 9, 18–20] и данными гидродинамического моделирования [6, 7, 9, 15, 21–25]. В работе [21] указывается наиболее вероятное его расположение в районе, ограниченном $69\text{--}70^\circ$ с.ш. и $2\text{--}5^\circ$ в.д. Лофотенский вихрь находится в непрерывном движении преимущественно вдоль изобат в циклоническом направлении со скоростью 3–4 см/с относительно центра котловины. Максимальные орбитальные скорости в вихре составляют 50–70 см/с.

Данные гидродинамического моделирования неоднократно применялись для верификации теоретических распределений вертикальных скоростей в Лофотенском вихре [22, 23, 26, 27]. В этих работах авторы показали хорошее соответствие теоретически предсказанных радиальных закономерностей и средней вертикальной скорости в Лофотенском вихре с модельными данными, а для профиля вертикальных скоростей Лофотенского вихря впервые применили аналитическую модель колоннообразных вихрей с винтовой структурой, которая ранее для геофизических вихрей не использовалась. Авторы адаптировали эту модель к вихрям Скалли и Рэля в предположении о балансе вертикальных потоков массы в вихре на любом го-

ризонте, а позднее применили ее и к Q-вихрю [23, 26]. Вертикальная структура Лофотенского вихря может характеризоваться четырьмя основными конфигурациями в зависимости от сезона [22]. Устойчивость Лофотенского вихря для каждой из конфигураций изучалась с применением трехслойной и двухслойной (зимой) квазигеострофической модели, как на плоском дне, так и для реальной топографии дна. В работе [27] предлагается схема вертикальной адвекции в Лофотенском вихре, согласно которой в ядре вихря вертикальные скорости с максимумами на оси вихря направлены к поверхности воды, а на периферии вихря создается вторичная циркуляция с вертикальными скоростями противоположной направленности (от поверхности).

В этой работе анализируются пространственные распределения вертикальных скоростей по данным региональной гидродинамической модели Арктического бассейна высокого разрешения: вертикальные зональные и меридиональные разрезы в Лофотенской котловине, сезонный ход и межгодовая изменчивость Лофотенского вихря. Подобный анализ вертикальной составляющей скорости по этим данным ранее не проводился.

ДАННЫЕ

Региональная гидродинамическая модель Арктического бассейна, включающая в себя Норвежское и Гренландское моря, достаточно хорошо воспроизводит основные характеристики вихреобразования, структуру и динамику вод в Лофотенской котловине [7, 28, 29]. Прямое сопоставление данных моделирования с материалами океанографических съемок в Лофотенской котловине, полученных сотрудниками ПИНРО на научно-исследовательском судне “Фридьоф Нансен” в июле 1998, 2000–2002 и 2005 гг., показало неплохое соответствие контактных измерений температуры и солёности модельным значениям [15]. Данные региональной модели применялись для оценки глубокой конвекции в Лофотенской котловине [7]. В работе [5] показано, что оценки глубины перемешанного слоя по модельным данным адекватны соответствующим оценкам по данным буев ARGO и согласуются с другими независимыми оценками [24, 25]. Используя MITgcm, Köhl [6] обосновал предположение, что устойчивость Лофотенского вихря может быть объяснена слиянием с мезомасштабными антициклоническими вихрями, отрывающимися от Норвежского течения. Этот механизм впоследствии был подтвержден в работе [7], в которой был проведен ряд модельных экспериментов, отличавшихся друг от друга только горизонтальным разрешением модельных сеток: 4, 9 и 18 км. Оказалось, что реалистичное воспроизведение Лофотенского вихря достигается только в эксперименте с 4-км сеткой, в то время

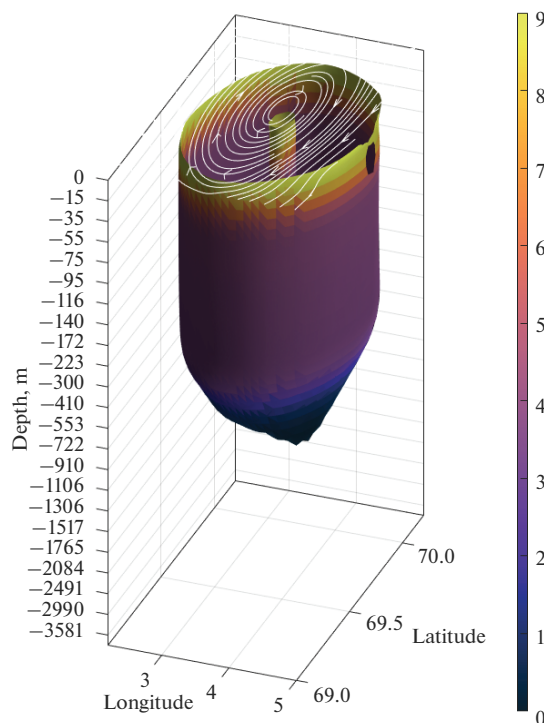


Рис. 2. Пространственное распределение температуры °С в Лофотенском вихре по данным MITgcm. Границы вихря соответствуют орбитальной скорости 15 см/с.

как в эксперименте с 18-км сеткой, Лофотенский вихрь не формируется, вообще. Другие исследования с использованием *in situ* данных [8–11] также указывают на важность мезомасштабных процессов в формировании Лофотенского вихря.

В этой работе, мы используем данные региональной гидродинамической модели MITgcm Арктического бассейна с горизонтальным пространственным разрешением около 4 км и 50 слоями толщиной от 10 м около поверхности до 456 м у дна. Описание модели можно найти в работе [7]. Океанические граничные условия были взяты из оптимальной реализации глобальной модели ECCO2, а начальные условия — из базы World Ocean Atlas 2009. В качестве форсинга в модели используются данные атмосферного реанализа JRA55 (Japanese 55-year Re-Analysis). Использовался гидростатический режим, в котором вертикальные скорости рассчитываются из уравнения неразрывности, что накладывает определенные ограничения на их точность, но поскольку изучаемые процессы хорошо разрешены в данной версии модели, мы считаем, что представление вертикальных скоростей является адекватным. Данные модели предоставлены Д.Л. Волковым (Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies University of Miami NOAA/AO-ML/PHOD). Мы анализируем данные за 1992–2018 гг. с временной дискретностью 7 сут.

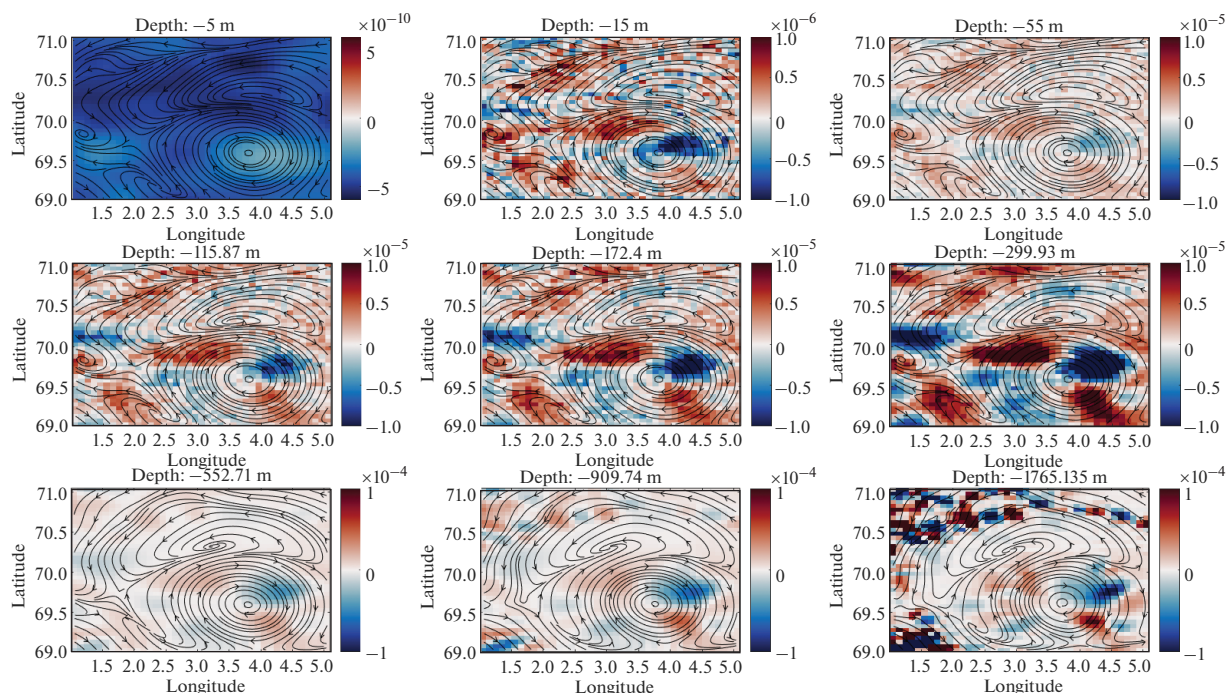


Рис. 3. Пространственное распределение значений горизонтальных (линии и стрелки) и вертикальных скоростей течений (цвет) в Лофотенском вихре для различных глубин. Цветовые шкалы для разных глубин имеют различный диапазон значений (м/с). Период осреднения данных 1992–2018 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Так как Лофотенский вихрь является квазипостоянным, рассмотрим осредненные по всему модельному периоду (1992–2018 гг.) значения вертикальных составляющих скоростей течений. На рис. 3 хорошо видно, что значения вертикальных скоростей увеличиваются с глубиной, отличаясь на шесть порядков для поверхности (верхние 10 м) и глубинных слоев и на 2 порядка для второго слоя (глубина 15 м) и глубинных слоев. Вдоль горизонтальных линий тока в районе Лофотенского вихря вертикальная составляющая скорости периодически меняет свой знак, причем отрицательные скорости сосредоточены в северо-восточном (N-E) и юго-западном (S-W) секторах с максимальными величинами в N-E секторе. Положительные скорости сосредоточены в N-W и S-E секторах. С увеличением глубины величины экстремумов вертикальной скорости увеличиваются. Поверхностный слой состоит из отрицательных скоростей, величины которых на несколько порядков меньше величин скоростей для более глубоких слоев.

Для более детального анализа вертикальной структуры вертикальных скоростей были построены зональные (долгота-глубина) (рис. 4) и меридиональные разрезы (широта-глубина) (рис. 5), на которых также можно наблюдать отмеченные особенности расположения зон с положитель-

ными и отрицательными значениями вертикальной составляющей скорости и резкие переходы от положительных к отрицательным значениям на глубине.

Для изучения траекторий частиц воды для каждого горизонта (глубины) внутри Лофотенского вихря было выбрано несколько точек (рис. 6) и затем построены лагранжевы линии тока по трем составляющим скоростей течений. Этот метод позволяет увидеть, в каком направлении перемещаются частицы воды, находящиеся в разных частях вихря на разных глубинах. На рис. 7 видно, что траектории частиц, находящиеся в начальный момент в слое на глубине примерно 200 м, имеют тенденцию к восходящему движению (рис. 7а). При этом частицы, изначально равномерно расположенные на глубине 200 м, постепенно, в течение 8 месяцев, смещаются от центра вихря к его периферии (рис. 7б).

Совершенно иная картина наблюдается для лагранжевых частиц на глубине 1000 м. Здесь не все частицы имеют восходящие траектории, и часть из них, наоборот, перемещается вниз, другие же остаются на своем горизонте (рис. 8а). Однако и для 1000 м частицы также имеют тенденцию смещения из центра к периферии (рис. 8б).

Для изучения сезонной изменчивости в каждой точке сетки рассчитан среднесезонный сезонный ход вертикальной составляющей скорости. По

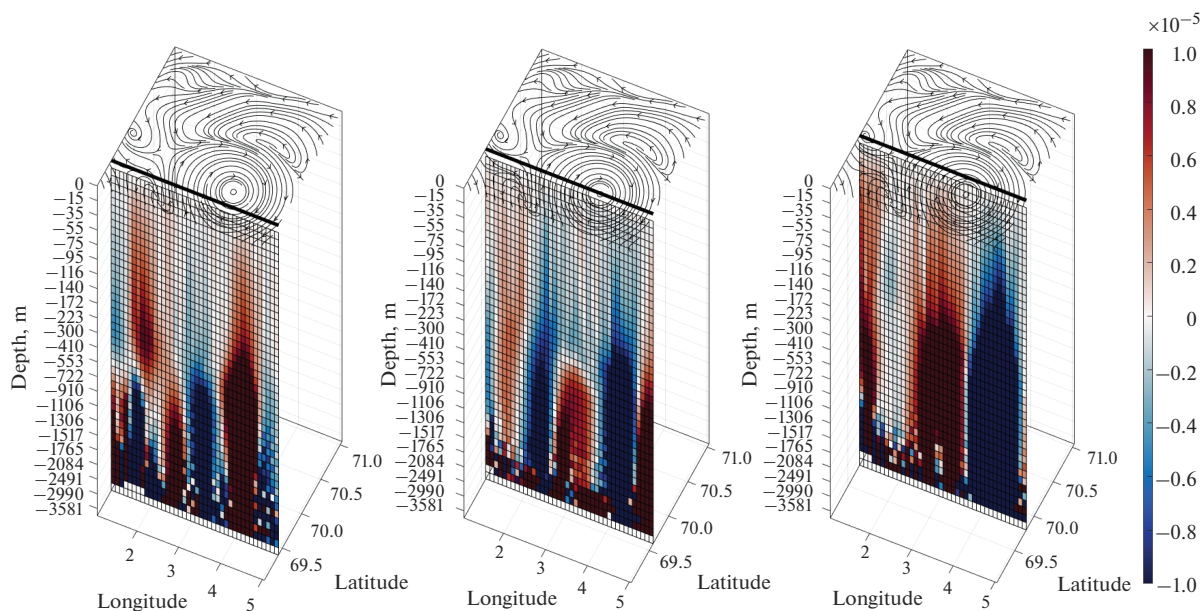


Рис. 4. Зональные разрезы значений вертикальных скоростей течений (м/с) (цвет) вдоль различных широт. Период осреднения данных 1992–2018 гг.

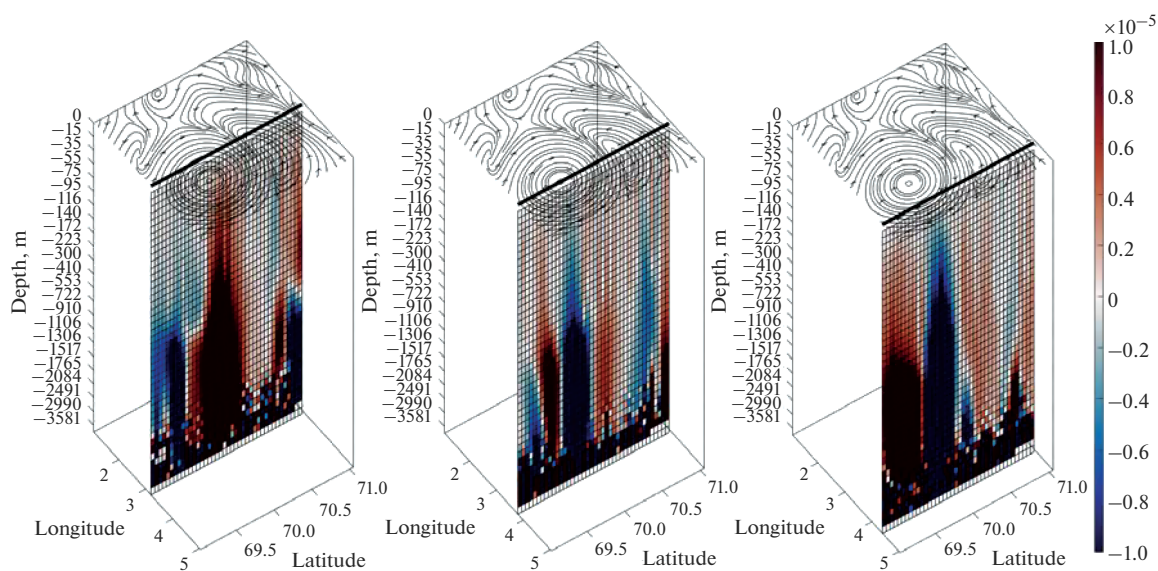


Рис. 5. Меридиональные разрезы по времени значений вертикальных скоростей течений (м/с) (цвет) вдоль различных долгот. Период осреднения данных 1992–2018 гг.

результатам расчетов для каждого месяца построены карты пространственного распределения вертикальной скорости (рис. 9). Видно, что на глубине 95 м в зимние месяцы (декабрь–апрель) картина распределения вертикальных скоростей по большей части имеет случайный характер со сложно-выделяемыми особенностями. Однако, уже начиная с мая, выделяются закономерности, которые ранее наблюдались на картах среднесезонных

распределений вертикальных скоростей (рис. 3), а именно: локализация областей с отрицательными и положительными значениями вертикальных скоростей в определенных секторах Лофотенского вихря. На рис. 9а видно, что упорядоченная структура распределения скорости по секторам характерна только для летнего периода, в то время как в зимний период распределение вертикальных скоростей носит случайный характер.

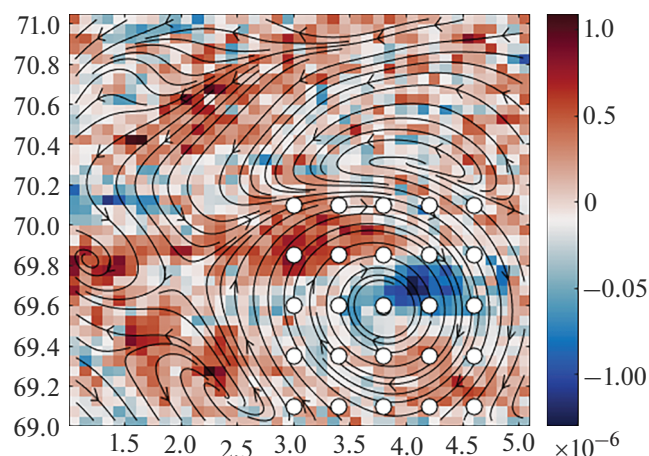


Рис. 6. Положение начальных точек (белые кружки) лагранжевых частиц, траектории которых изображены на рис. 7 и 8. Период осреднения данных 1992–2018 гг.

Однако другой характер имеют скорости для глубины 477 м (рис. 9б). Здесь для всех месяцев наблюдается характерное распределение вертикальных скоростей с приуроченностью отрицательных значений к определенным секторам (N-E и S-W) и положительных значений для секторов в перпендикулярном направлении.

Для исследования межгодовой изменчивости выделен район, обозначенный на рис. 10а, для которого в верхнем 200-метровом слое для каждого года рассчитаны осредненные по площади значения и построен график временного хода среднего

значения вертикальной скорости в Лофотенском вихре (рис. 10б). Видно, что происходит чередование интегральных значений вертикальных скоростей в районе Лофотенского вихря.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Отметим, что все пространственные распределения вертикальных скоростей в Лофотенском вихре (рис. 2–9) построены по осредненным за 27-летний промежуток данным, поэтому случайные ошибки и выбросы в анализируемых значениях минимизируются за счет осреднения. Центр анализируемого вихря расположен в точке с координатами 69.6° с.ш., 3.8° в.д.

Анализ графиков 3–10 приводит к следующим основным выводам:

1. Величины вертикальных скоростей в Лофотенском вихре увеличиваются с глубиной.

2. В верхних слоях Лофотенского вихря (95 м) пространственное распределение вертикальной скорости в зимний период (декабрь–апрель) имеет случайный характер, когда значения в соседних ячейках имеют противоположные знаки, а вектора скоростей разнонаправлены, но уже к лету формируется упорядоченная структура, характерная для всего остального периода. На нижних горизонтах (1000 м) распределения вертикальных скоростей в зимний и летний периоды принципиально не отличаются.

3. На каждом горизонте вихрь можно разделить на 4 сектора с чередующимися направлениями вертикальных скоростей. При этом отрица-

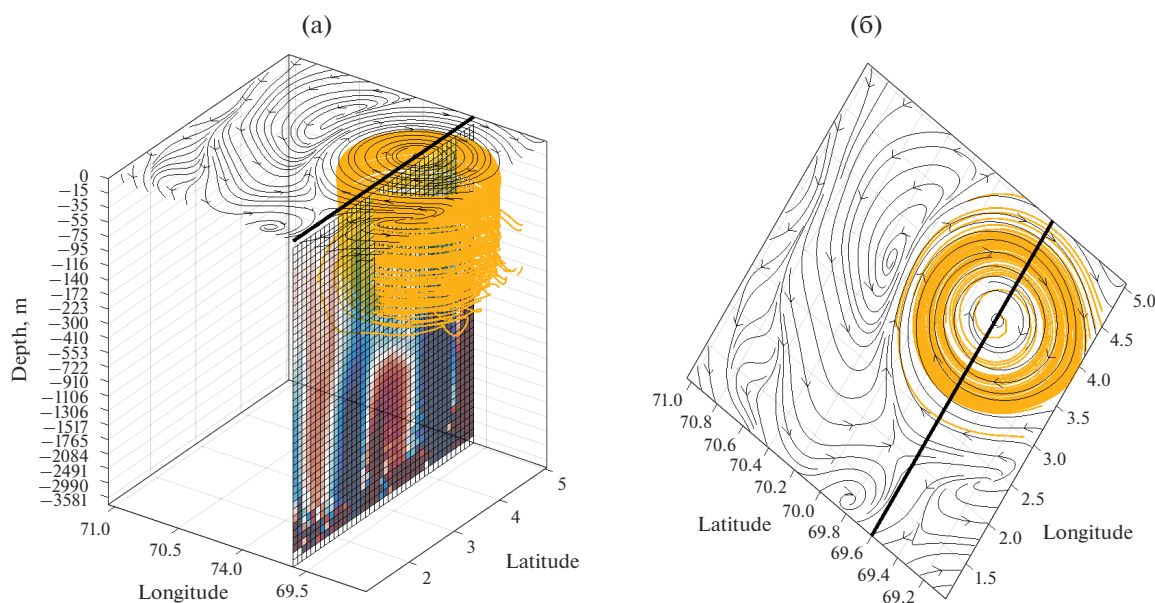


Рис. 7. Линии тока (желтый цвет) для частиц воды, находящиеся в Лофотенском вихре на горизонте 200 м (см. рис. 6): (а) траектории лагранжевых частиц за 8 мес., (б) горизонтальный разрез через 8 мес. с начала движения.

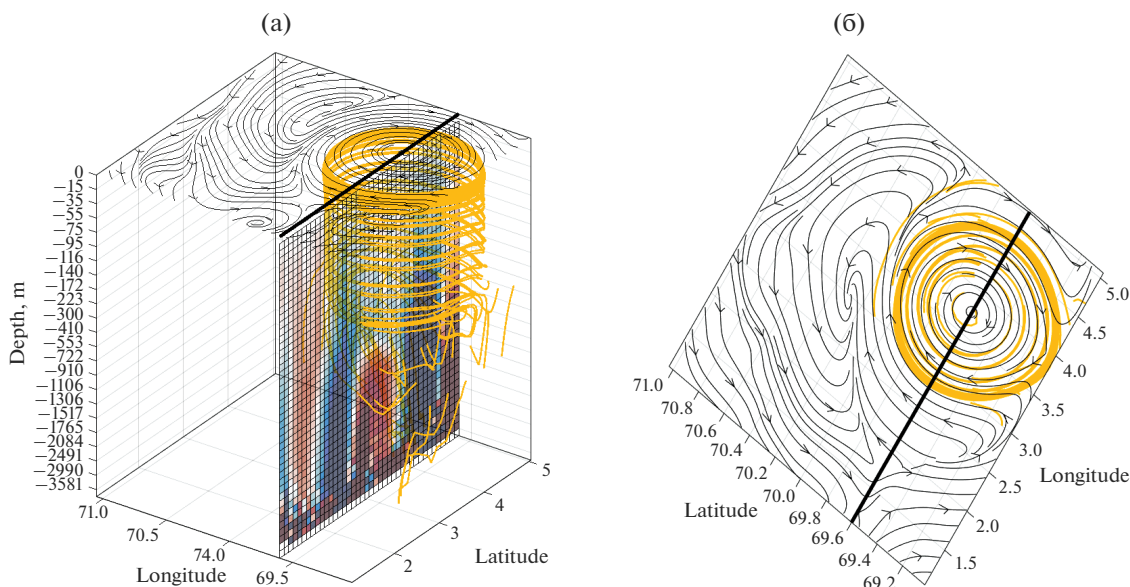


Рис. 8. Линии тока (желтый цвет) для частиц воды, находящихся в Лофотенском вихре на горизонте 1000 м (см. рис. 6): (а) траектории лагранжевых частиц за 8 мес., (б) горизонтальный разрез через 8 мес. с начала движения.

тельные скорости характерны для северо-восточного и юго-западного секторов, с максимальными величинами в северо-восточном секторе, а положительные — в юго-восточном и северо-западном секторах.

4. Анализ лагранжевых частиц в Лофотенском вихре показывает, что в верхних слоях (200 м) частицы, совершая вращательные движения относительно оси вихря, одновременно имеют тенденцию к перемещению на поверхность, в то время как в нижних слоях (1000 м) эта тенденция нарушается: частицы могут перемещаться как к поверхности, так в противоположном направлении. При этом для всех горизонтов частицы, изначально расположенные в центральной части вихря, в результате вращения перемещаются к периферии.

Указанные особенности определяются динамикой вихря. Ниже дано обсуждение указанных фактов. Отметим, что подобный анализ распределения вертикальных скоростей в мезомасштабном вихре проводится впервые, поэтому наши выводы не обязательно являются истиной в последней инстанции. Мы предлагаем читателю включиться в широкое обсуждение выявленных фактов для более полного понимания физики мезомасштабных вихрей в океане.

В работе [7] показано, что Лофотенский вихрь имеет баротропную составляющую и в динамических характеристиках проявляется до самого дна. При этом, орбитальные скорости и относительная завихренность уменьшаются с глубиной. Радиус вихря, с максимумом для ядра, также уменьшается с глубиной. Уменьшение орбитальных

скоростей v и радиуса вихря r закономерно сопровождается соответствующим увеличением вертикальных скоростей, что обусловлено законами сохранения потока момента импульса F_{mm} и потока импульса F_m [30]:

$$F_{mm} = \int_{\Sigma} \rho v w r d\Sigma,$$

$$F_m = \int_{\Sigma} \rho w^2 d\Sigma.$$

Здесь ρ — плотность воды, w — вертикальная скорость, Σ — площадь поперечного сечения вихря. Законы сохранения этих величин следуют непосредственно из уравнений гидродинамики [31].

Случайный характер пространственного распределения вертикальных скоростей для верхнего слоя (95 м) в зимний период показывает непосредственное влияние глубокой конвекции в Лофотенском вихре [5]. Оказалось, что глубокая конвекция хорошо проявляется в пространственных распределениях вертикальных скоростей: вертикальные скорости в соседних ячейках могут быть разнонаправлены (рис. 9а). Для глубины 477 м глубокая конвекция не проявляется в среднесезонных значениях (рис. 9б). Заметим, что большинство методов оценки глубокой конвекцией основаны на вычислении глубины перемешанного слоя (Mixed Layer Depth) и на эмпирических критериях, в связи с чем получаемые оценки глубины перемешанного слоя не являются однозначными [32]. В работе [5] глубина перемешанного слоя в Лофотенской котловине оценивалась по различным наборам данных двумя различными методами: Кара и Духов-

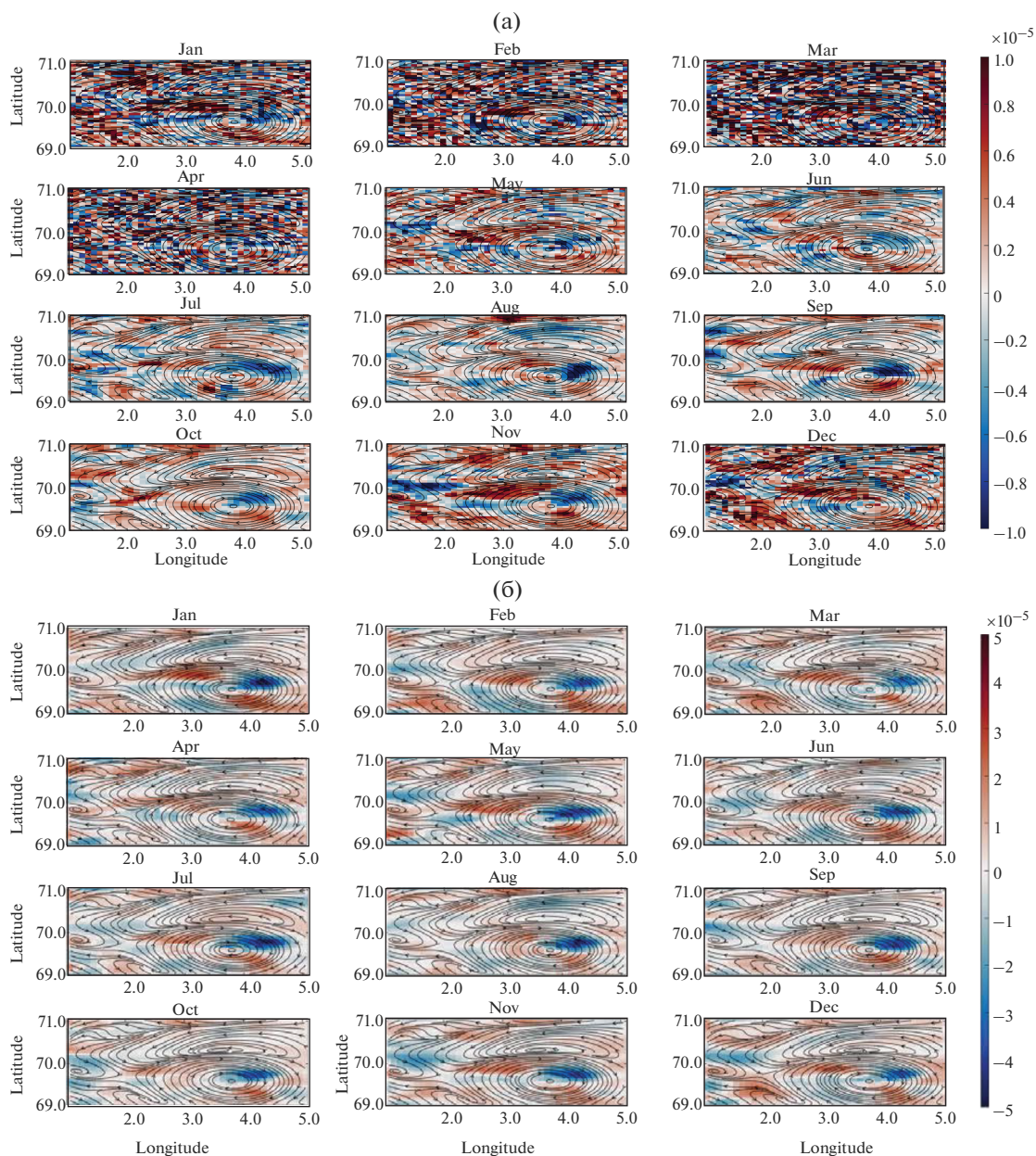


Рис. 9. Пространственное распределение среднемесячных значений горизонтальных (линии и стрелки) и вертикальных скоростей течений (цвет) на глубине 95 м (а) и 477 м (б). Период осреднения данных 1992–2018 гг.

ского. Показано, что в центре котловины, где расположен Лофотенский вихрь, конвекция наиболее выражена, а в отдельные годы глубина перемешанного слоя может достигать 1000 м. Эти оценки получены по распределениям температуры и солёности в акватории. Рисунки 9а и 9б показывают, что оценку перемешанного слоя также можно получить по распределениям вертикальной скорости на различных горизонтах. Такой подход ранее не применялся.

Возникает вопрос, почему в вихре образуется характерная структура с чередующимися по сек-

торам знаками вертикальных скоростей. Есть основания предполагать, это связано с влиянием фонового потока. Основным элементом циркуляции вод Норвежского моря является теплое Норвежское течение, переносящее атлантические воды на северо-восток (рис. 1). Сектора с отрицательной вертикальной скоростью в вихре также вытянуты в этом направлении. Фоновое течение оказывает воздействие на Лофотенский вихрь, вытягивая его вдоль потока [33]. В различных секторах вектора скоростей фонового течения по-разному направлены относительно орбитальных ско-

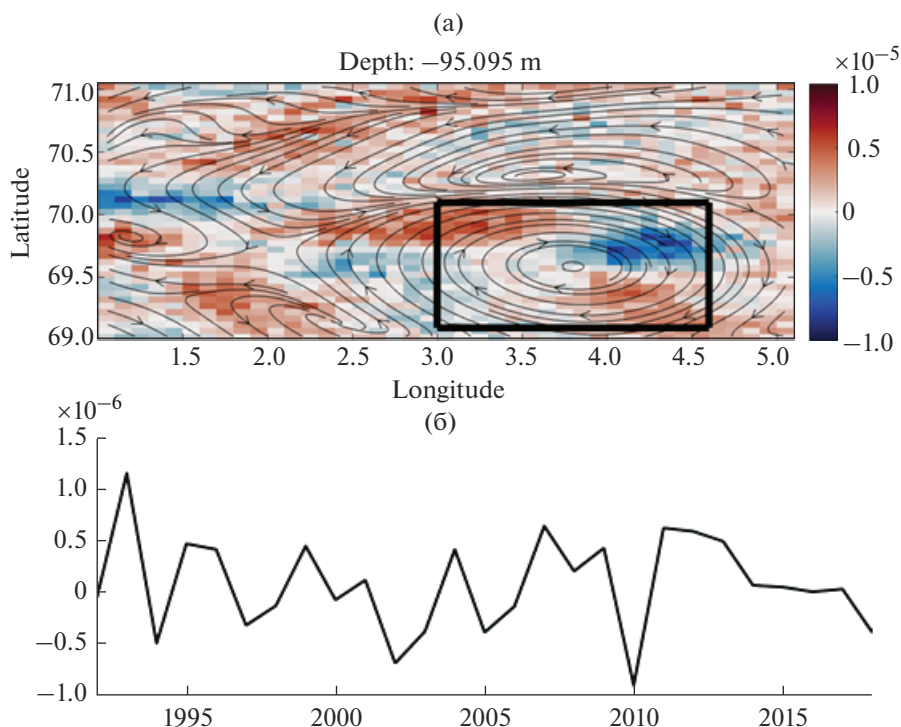


Рис. 10. а) Пространственное распределение вертикальных скоростей (м/с) на глубине 95 м. Прямоугольником показан район Лофотенского вихря, по которому производится пространственное осреднение. б) Временной ход среднегодовых значений вертикальных скоростей течений.

ростей вихря (в пределе либо коллинеарны, либо перпендикулярны). В секторах, которые расположены вдоль направления северо-восток, кросс-фронтальная циркуляция и дивергенция суммарного потока [34] приводят к возникновению отрицательных вертикальных скоростей в вихре (downwelling). И, наоборот, в противоположных секторах скорости вихря коллинеарны скоростям течения, здесь вертикальные скорости положительны (upwelling). Отметим, что наблюдается некоторая асимметрия: северо-восточный сектор имеет величины отрицательных скоростей гораздо большие, чем противоположный сектор, расположенный на юго-западе. Для секторов с положительными значениями скоростей асимметрия отсутствует (см. рис. 3, 9 и 10). Пока нет ответа, чем обусловлена указанная асимметрия при взаимодействии вихрей с фоновым потоком.

Анализ траекторий лагранжевых частиц (рис. 6–8) фиксирует два интересных факта: смещение частиц к периферии вихря и последующее вертикальное смещение. Постепенное смещение частиц из центральной части вихря к его периферии могут вызывать центробежные силы в результате вращения. При этом частица, находящаяся на горизонте 200 м (в верхней части вихря), переместившись к периферии вихря, попадает на изопикну уже с иными термохалинными значениями, которые соответствуют изопикне, расположен-

ной по глубине выше первоначальной изопикны. В верхней части вихря изопикны имеют выпуклую форму по отношению к поверхности. С другой стороны, движение частиц в вихре происходит преимущественно по изопикнам, так как этому способствует минимальные потери потенциальной энергии. Иными словами, центробежные силы способствуют диапикническому перемешиванию (перемещению частицы с одной изопикны на другую), в результате чего частицы в вихре движутся не по окружностям, а по спирали. Именно это мы наблюдаем на рис. 7, когда частицы в вихре постепенно смещаются с горизонта 200 м к периферии и на поверхность. В то же время частицы, находящиеся первоначально на горизонте 1000 м (в нижней части вихря), по-прежнему смещаются на периферию (рис. 8б), но спирали могут быть направлены как вверх, так и вниз (рис. 8а). Возможно, это обусловлено меньшим диапазоном характеристик изопикнических поверхностей.

Межгодовая изменчивость вертикальных скоростей (рис. 10), осредненных по центральной части вихря, показывает, что значения варьируют относительно нуля, достигая максимумов в 1993, 1995, 1999, 2001, 2004, 2007, 2009 и 2011 гг. и минимумов в 1994, 1997, 2000, 2002, 2005 и 2010 гг. Подчеркнем, что наименьшие значения наблюдаются в 2010 г., когда глубокая конвекция в Лофотенской котло-

вине была максимальной и глубина перемешанного слоя достигала 1000 м [5].

Источник финансирования: Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00027). Мы благодарны Д.Л. Волкову (Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies University of Miami NOAA/AOML/PHOD) за предоставленные данные гидродинамического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Blindheim J., Østerhus S.* The Nordic Seas, Main Oceanographic Features // Geophysical Monograph Series. 2013. P. 11–37. <https://doi.org/10.1029/158GM03>
2. *Иванов В.В., Кораблев А.А.* Формирование и регенерация внутритропикной линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. 1995а. № 9. С. 102–110.
3. *Иванов В.В., Кораблев А.А.* Динамика внутритропикной линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. 1995б. № 10. С. 55–62.
4. *Блошкина Е.В., Иванов В.В.* Конвективные структуры в Норвежском и Гренландском морях по результатам моделирования с высоким пространственным разрешением. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. Т. 361. С. 146–168.
5. *Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В.* Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. 64(3), С. 491–511.
6. *Köhl A.* Generation and stability of a quasi-permanent vortex in the Lofoten Basin // J. Physical Oceanography. 2007. V. 37. P. 2637–2651.
7. *Volkov D.L., Kubryakov A., Lumpkin R.* Formation and variability of the Lofoten Basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. V. 105. P. 142–157.
8. *Travkin V.S., Belonenko T.V.* Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // Russian J. Earth Sciences. 2019. V. 19. № 5. ES5004. <https://doi.org/10.2205/2019ES000676>
9. *Zinchenko V.A., Gordeeva S.M., Sobko Yu.V., Belonenko T.V.* Analysis of Mesoscale eddies in the Lofoten Basin based on satellite altimetry. Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2019. V. 12. № 3. P. 46–54. <https://doi.org/10.7868/S2073667319030067>
10. *Yu L.-S., Bosse A., Fer I., Orvik K.A., Bruvik E.M., Hessevik I., Kvalsund K.* The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 6814–6834, <https://doi.org/10.1002/2017JC012982>
11. *Rosby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S.* An isopycnal view of the Nordic seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // Deep Sea Res. Part I. 2009. V. 56(11). P. 1955–1971.
12. *Andersson M., LaCasce J.H., Koszalka I., Orvik K.A., Mauritzen C.* Variability of the Norwegian Atlantic Current and associated eddy field from surface drifters // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. C08032. <https://doi.org/10.1029/2011JC007078>
13. *Koszalka I., LaCasce J.H., Andersson M.K., Orvik A., Mauritzen C.* Surface circulation in the Nordic seas from clustered drifters // Deep Sea Res. Part I. 2011. 58. P. 468–485.
14. *Soiland H., Rossby T.* On the structure of the Lofoten Basin Eddy // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. V. 118. P. 4201–4212. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20301>
15. *Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л.* Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63(4). С. 502–519. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.406>
16. *Bosse A., Fer I., Soiland H., Rossby T.* Atlantic water transformation along its poleward pathway across the Nordic Seas // J. Geophys. Res. Oceans. 2018. V. 123. P. 6428–6448. <https://doi.org/10.1029/2018JC014147>
17. *Fer I., Bosse A., Ferron B., Bouruet-Aubertot P.* The dissipation of kinetic energy in the Lofoten Basin Eddy // J. Phys. Oceanogr. 2018. V. 48(6). P. 1299–1316. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0244.1>
18. *Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R.* Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40(4). P. 738–743. <https://doi.org/10.1002/grl.50126>
19. *Raj R.P., Chafik L., Even J., Nilsen O., Eldevik T., Halo I.* The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // Deep Sea Res. Part I. 2015. V. 96. P. 1–14.
20. *Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., Halo I.* Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. V. 121. P. 4503–4521. <https://doi.org/10.1002/2016JC011637>
21. *Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Ожигин В.К., Норден Ю.Е.* Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2014. Сер. 7. Вып. 2. С. 108–121.
22. *Bashmachnikov I.L., Sokolovskiy M.A., Belonenko T.V., Volkov D.L., Isachsen P.E., Carton X.* On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea // Deep Sea Res. Part I. 2017. V. 128. P. 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>
23. *Башмачников И.Л., Белоненко Т.В., Куйбин П.А.* Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристик Лофотенского вихря Норвежского моря // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 3. С. 221–336. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2017.301>
24. *Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Духовской Д.С.* Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутни-

- ковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>
25. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Духовской Д.С. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
 26. Белоненко Т.В., Башмачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А. О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском вихре Норвежского моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 6. С. 728–737.
 27. Bashmachnikov I., Belonenko T., Kuibin P., Volkov D., Foux V. Pattern of vertical velocity in the Lofoten vortex (the Norwegian Sea) // Ocean Dynamics. 2018. 68(12). 1711–1725. P. 1–15. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1213-1>
 28. Nguyen A.T., Menemenlis D., Kwok R. Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment // J. Geophys. Res. Oceans. 2011. 116(C4). C04025.
 29. Колдунов А.В., Колдунов Н.В., Волков Д.Л., Белоненко Т.В. Применение спутниковых данных для валидации гидродинамической модели Северного Ледовитого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 111–124.
 30. Alekseenko S.V., Kuibin P.A., Okulov V.L. Introduction to theory of concentrated vortices. Novosibirsk: Institute of Thermophysics, 2003. 504 p.
 31. Batchelor G.K. An Introduction to Fluid Dynamics. Cambridge at the University Press, 1970. 778 p.
 32. Belonenko T.V., Fedorov A.M. Steric Level Fluctuations and Deep Convection in the Labrador and Irminger Seas // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54. № 9. P. 1039–1049. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090086>
 33. Жмур В.В. Мезомасштабные вихри океана. Москва: ГЕОС. 2011. 384 с.
 34. Williams R.G., Follows M.J. Physical Transport of Nutrients and the Maintenance of Biological Production. “In Ocean Biogeochemistry” (Edit. Fasham M.J.R.). Chapter 2, 2003. Springer. P. 19–51. <https://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-642-55844-3>.

Hydrodynamic Modelling of Vertical Velocities in the Lofoten Vortex

A. V. Koldunov¹ and T. V. Belonenko¹, *

¹Saint Petersburg State University, Universitetskaya nab., 7-9, Saint Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: bvtlisab@yandex.ru

We analyze high-resolution hydrodynamic modeling data using the Massachusetts Institute of Technology general circulation model (MITgcm), which is a numerical model designed for the study of the atmosphere, ocean, and climate. The focus of the research is the Lofoten vortex of the Norwegian Sea. We study vertical velocities in the Lofoten vortex using simulations of MITgcm. The zonal and meridional vertical cross-sections of the vertical velocity distributions demonstrate the increase in values of them. We also study seasonal and inter-annual variability of the vertical velocities in the Lofoten vortex. The spatial distributions of the Lofoten vortex in the upper layers (95 m) has a random character in winter (December–April). The values of the vertical velocities have opposite signs in adjacent cells, and vectors of the vertical velocities are directed in opposite directions. However, already by summer, an ordered structure is formed characteristic of the rest of the year. At the lower horizons (1000 m), the distribution of vertical velocities in winter and summer does differ insignificantly. We establish that the vortex can be divided into 4 sectors with alternating directions of the vertical velocities at each horizon. The negative velocities are characteristic of the northeastern and southwestern sectors, with maximum values in the northeastern sector, and positive ones are characteristic of the southeastern and northwestern sectors. An analysis of the Lagrangian particles in the Lofoten vortex shows that the particles in the upper layers (200 m) rotate around the axis of the vortex. Moreover, they tend to move to the surface while this tendency is different in the lower layers (1000 m) where the particles can move both to the surface and in the opposite direction. The particles initially for the all horizons initially located in the central part of the vortex, move to the periphery of the vortex as the result of the rotation.

Keywords: Lofoten vortex, Norwegian Sea, MITgcm, vertical velocity