

УДК 551.465

doi 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83

Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки

В.С. Травкин, Т.В. БелonenkoСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, btvlisab@yandex.ru

Рассчитана глубина зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря по данным океанического реанализа GLORYS12V1 за период 1993—2018 гг. Для оценивания глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) применяются два независимых метода: Кара и Монтегута. Построены среднемесячные (декабрь — апрель) карты глубины ВКС. Показано, что максимальные значения глубины ВКС отмечаются в районе расположения Лофотенского вихря. Установлено, что в марте глубокая конвекция максимальна: глубина ВКС достигает 400—500 м (в другие месяцы 200—400 м). Наблюдается тенденция увеличения глубины ВКС к северу и северо-западу акватории. Показано, что метод Монтегута дает заниженные оценки глубины ВКС по сравнению с методом Кара.

Ключевые слова: Лофотенская котловина, зимняя конвекция, глубина верхнего квазиоднородного слоя, ВКС, Лофотенский вихрь.

Mixed layer depth in winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and assessment methods

V.S. Travkin, T.V. Belonenko

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

We calculate the depth of winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea using the oceanic reanalysis GLORYS12V1 data for the period 1993 to 2018. Two independent methods are used to estimate the depth of the mixed layer depth (MLD). We call the first method as the Kara method and the second one as the Montegut method. We build the monthly average maps of the MLD for the period from December to April. The maximum values of the MLD are observed in the area of the Lofoten Vortex. The MLD is maximal in March reaching 400-500 m, and 200 to 400 m in the other months. The MLD tends to increase in the northern and northwestern parts of the study area. We show the estimates of the MLD obtained by the Montegut method to be underestimated in comparison with the estimates by the Kara method. We estimate coefficients of the linear trend for monthly averaged MLD values from December to April for the period 1993 to 2018. We demonstrate in the interannual variability that the winter convection decreases in December, January, and February at the end of the study period, but it increases in March and April. This means a shift in the periods of maximum development of winter convection to a later date. This shift may be due to the processes of global warming. There is a significant intra-monthly variability when the values of the MLD can differ by 1.5-2 times during a month. Since the methods by Kara and Montegut are based both on empirical criteria, the estimates of MLD in the Lofoten Basin differ from each other. However, the empirical approaches for MLD estimates make it impossible to determine the advantages of one method relative to another.

Keywords: Lofoten Basin, winter convection, mixed layer, mixed layer depth, MLD, Lofoten Vortex.

For citation: V.S. Travkin, T.V. Belonenko. Mixed layer depth in winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and assessment methods. *Gidrometeorologiya i Ekologiya*. Hydrometeorology and Ecology (Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University). 2020. 59: 67—83. [In Russian]. doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83

Введение

Лофотенская котловина является топографически обособленным образованием и ограничена хребтами Мона на северо-западе, Хельгеланд на юго-западе, Скандинавским полуостровом на востоке и плато Воринг на юге (рис. 1). Особенностью Лофотенской котловины является высокая мезомасштабная активность и существование в ее наиболее глубоководной части квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря [1—7]. Одной из причин, влияющих на стабильность Лофотенского вихря, является глубокая зимняя конвекция, являющаяся механизмом его ежегодной регенерации.

В работе [8] автор, используя MITgcm и метод расчета глубины верхнего квазигомогенного слоя (ВКС), описанный в работе [9], показал, что глубокая конвекция в зимний период 1997—2004 гг. в районе Лофотенского вихря была способна

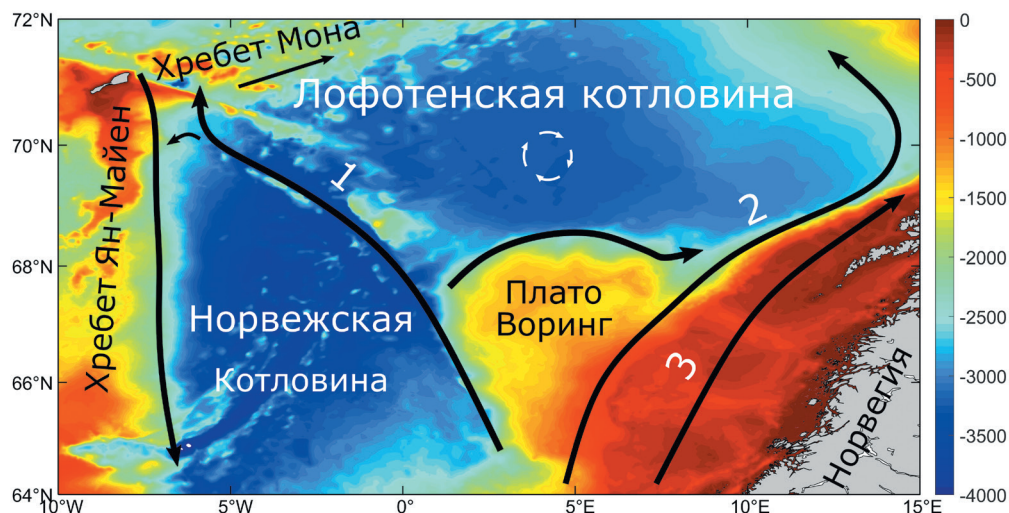


Рис. 1. Район исследования.

Цветовая шкала — донная топография (м). Стрелками обозначены основные течения: 1 — Норвежское фронтальное течение, 2 — Норвежское склоновое течение, 3 — Норвежское прибрежное течение. Белой окружностью со стрелками отмечено местоположение квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря.

Fig. 1. The study area.

The color indicates bottom topography (m). The arrows indicate the main currents. 1 — Norwegian Frontal Current, 2 — Norwegian Slope Current, and 3 — Norwegian Coastal Current. The white circle marks the location of the quasi-permanent anticyclonic Lofoten Vortex.

достигать глубины более 1000 м. Подобные аномальные оценки глубины конвекции в зимний период были даны в работе [10], где авторы опирались на данные натурных съемок, а также в работе [11], где расчет глубины ВКС для периода 1993—2012 гг. производился по данным MITgcm и буев ARGO при использовании метода Духовского [12].

Приток теплых и соленых вод в промежуточном слое препятствует развитию глубокой конвекции [13], что характерно для зимнего периода морей субарктической Атлантики и Северного Ледовитого океана, где в приповерхностном и промежуточном слое распространены теплые и соленые атлантические воды [10]. В районе Лофотенской котловины повсюду за исключением самой глубоководной части зимняя конвекция достигает глубины более 400—600 м, но интенсивность ее выше внутри антициклонических мезомасштабных вихрей, и особенно в районе расположения Лофотенского вихря [8, 14].

В последние десятилетия были предприняты первые попытки подсчета глубины ВКС с использованием спутниковых данных. Впервые алгоритм для определения глубины перемешанного слоя по спутниковым данным был предложен в работе [15], авторы которой использовали метод термической инерции, позволяющий определить глубину ВКС по «температурному отклику» поверхности, подверженной воздействию изменяющегося во времени потока тепловой энергии. Термическая инерция связана с высокой теплоемкостью морской воды, для которой характерен небольшой диапазон температурных измерений. Для Мирового океана формула термического отклика имеет следующий вид:

$$\delta T = \frac{2Q}{\sqrt{\omega}} TI,$$

где Q — поверхностный тепловой поток; ω — частота измерений; TI — тепловая инерция (показывающая, насколько медленно температура тела приближается к температуре окружающей среды и которая зависит от поглощающей способности этого тела, его удельной теплоемкости, теплопроводности, размеров и других факторов). К сожалению, предложенный алгоритм имел низкую точность для северных районов.

Авторы работы [16] сформулировали простую статистическую модель для прогнозирования вариаций ВКС по параметрам ветрового перемешивания с использованием скорости ветра (U), периода (T_s) и высоты (H_s) волны, в результате чего глубина ВКС (H) рассчитывается по следующей формуле:

$$H = 12,5H_s + 0,2UT_s.$$

Результаты, полученные с использованием данной формулы, сравнивались с эмпирическими оценками ВКС, полученными с использованием измерений буев Argo в Индийском океане. Рассчитанные значения коэффициента корреляции достигали 0,72 для объединенной выборки за летний период, что свидетельствует о хорошем соответствии полученных результатов натурных и спутниковых измерений. К сожалению, данный метод нельзя применять для оценки глубины ВКС в высоких широтах.

Первыми предложили использовать альтиметрические измерения для мониторинга глубокой конвекции в океане авторы работы [17]. Дальнейшее развитие этого подхода дано в работе [18], где предложен оригинальный механизм определения районов глубокой конвекции по минимальным значениям аномалий стериических колебаний уровня с использованием комбинированных данных альтиметрических и гравиметрических спутниковых измерений GRACE за 2003—2015 гг. В работах [19, 20] для определения глубокой конвекции был разработан диагностический подход на основе серии климатических индексов.

Для регионов, расположенных в высоких широтах, для определения глубины ВКС хорошо себя зарекомендовал метод Духовского [11, 12]. В этом методе нет заранее заданного критерия разности плотностей, а за глубину ВКС принимается такая глубина, на которой локальный градиент плотности $\left| \frac{d\sigma}{dz} \right|$ (где z — глубина)

больше n среднеквадратических отклонений градиента потенциальной плотности в слое ± 100 м от глубины h : $[(h - 100), (h + 100)]$. В работе [11] показано, что для метода Духовского наилучшими были результаты, полученные при $n = 2$.

По данным работ [4, 11, 21], процесс заглубления ВКС в Лофотенской котловине начинается в конце ноября — начале декабря, и уже к концу декабря достигает значений более 100 м. Максимальной глубины ВКС достигает в марте, и, согласно [11], даже в мае в отдельные годы фиксируются значительные глубины ВКС. В летний период глубина ВКС составляет всего лишь 20 м [14, 22]. Глубина ВКС в районе Лофотенской котловины увеличивается в направлении с востока на запад. Так, несмотря на то что температура вод Норвежского склонового течения довольно высокая, вблизи континентального склона Норвегии за счет вод меньшей солености (достигающей значений менее 35) глубина ВКС в зимний период не превышает 300 м [14]. Отмечается, что из-за продолжительного нахождения вод в районе плато Воринг, в данной области фиксируется наличие перемешанного слоя на глубине более 320 м [23]. В работе [24] указывается, что за период с 1949 по 2008 г. глубина зимней конвекции в центральном районе Лофотенской котловины, где расположен квазипостоянный Лофотенский вихрь, достигала 580 м, что близко к значениям, полученными в работе [25], однако превышает полученное ранее в исследовании [14] значение максимальной глубины ВКС, равное 520 м.

Заглубление ВКС в Лофотенской котловине исследуется по данным глайдеров. Установлено, что глубина ВКС начинает увеличиваться уже в середине октября, достигая максимальных значений 593 ± 51 м в период март — середина апреля [25]. В работе [26] анализируются данные для сектора Svinøy в Норвежском море, состоящего из 17 гидрологических станций вблизи побережья Норвегии, за период с 1955 по 1996 г. Авторы отмечают, что изменения температуры и солености вод в Норвежском море имеют отрицательную корреляцию с индексом Северо-Атлантического колебания (САК), численно равного разности атмосферного давления приземного слоя воздуха между исландским минимумом и азорским максимумом. Подобная взаимосвязь объясняется тем, что во время положительного индекса САК происходит приток большого объема атлантических вод в восточную ветвь Норвежского течения, представленного Норвежским склоновым

течением. Так, более теплые и соленые атлантические воды распространяются западнее, чем обычно, через 2—3 года после периода с низким индексом САК, в то время как в случае высокого индекса САК увеличивается распространение атлантических вод в восточном направлении. Стоит отметить, что интенсивность зимней конвекции, а следовательно, и глубина ВКС изменяются как на синоптических, так и на межгодовых масштабах, что указывается в статьях [14, 25].

В межгодовой изменчивости интенсивности глубокой конвекции в Норвежском море в период 1993—1995 гг. характерно ослабление конвекции, приводящее к уменьшению глубины среднего перемешанного слоя (до 200 м), в то время как в 1971, 1992 и 1997 гг. фиксировалось увеличение интенсивности зимней конвекции и проникновение среднего перемешанного слоя до глубины порядка 400 м [14]. Подобная межгодовая изменчивость объясняется не только форсингом поверхности моря за счет теплообмена и ветрового волнения, но и изменчивостью термохалинных характеристик вод Норвежского течения. Так, в период 1969—1973 гг., когда наблюдалось заглупление изохалины 35, до глубины примерно 500 м, происходило увеличение глубины перемешанного слоя в результате зимней конвекции. В результате конвекции в зимний период происходит насыщение глубинных вод кислородом [14]. В период с 2012 по 2015 г. наблюдалось повышение температуры внутри ядра Лофотенского вихря от 4,97 до 5,23 °С, а также уменьшение солёности атлантических вод от 35,3460 до 35,2960. Подобное изменение термохалинных характеристик является одной из причин более слабого по сравнению с зимним периодом 2014 г. развития глубокой конвекции в 2015 г. в области Лофотенского вихря. Кроме того, это изменение способствовало формированию в зимний период 2015 г. более теплой (+0,4 °С) и менее солёной (–0,03) верхней части ядра Лофотенского вихря [25].

В результате зимней конвекции ядро Лофотенского вихря подпитывается свежими поверхностными водами, являющимися более теплыми, чем нижележащие слои, однако при этом более плотными за счет инверсионного распределения солёности по вертикали [10]. В период с августа по сентябрь наблюдается ослабление поступления солнечной радиации на поверхность моря и увеличение интенсивности ветрового воздействия, что способствует постепенному развитию процесса конвекции и разрушению сезонного пикноклина, интенсивность которого зависит от теплообмена с атмосферой и ветрового воздействия [14]. Это воздействие способствует установлению в целом близкой к нейтральной плотностной стратификации, когда частота Вайсяля — Брента становится ничтожно мала ($1,7 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$). В результате возобновляется контакт ядра Лофотенского вихря с поверхностью океана, и складываются предпосылки для его будущей регенерации за счет зимней конвекции в осенне-зимний сезон [4].

Таким образом, в результате глубокой зимней конвекции теплое ядро Лофотенского вихря ежегодно обновляется свежими поверхностными водами, проникающими в годы интенсивной конвекции до глубины более 1000 м [11]. Максимально развиваясь к концу зимы, конвекция способствует увеличению горизонтальных градиентов термохалинных характеристик в центральной части Лофотенского вихря и возрастанию скорости орбитального движения [4].

Теплые и соленые атлантические водные массы,двигающиеся на север через Лофотенскую котловину, являются важным элементом Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции (Atlantic Meridional Overturning Circulation, АМОС) — главного компонента глобальной океанической циркуляции [27].

Таким образом, в связи с важностью процессов, происходящих в Лофотенской котловине Норвежского моря, целью нашей работы является исследование глубокой конвекции в акватории. Поскольку методы оценки глубины ВКС являются эмпирическими, мы также проводим сравнение двух наиболее популярных методов, примененных для оценки глубины ВКС в этом бассейне.

Данные

Мы использовали данные GLORYS12V1, доступные на сайте CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) по ссылке <http://marine.copernicus.eu>. GLORYS12V — это глобальный океанический вихреразрешающий реанализ, основанный на модели NEMO, разработанный с использованием атмосферного реанализа ECMWF ERA-Interim. Начальные условия для температуры и солёности взяты из данных EN.4.2.0 Hadley Center для 1991 г.

Неоспоримым преимуществом реанализа GLORYS12V1 является ассимиляция спутниковых и *in situ* данных. В частности, более 5000 профилей поплавков Argo ассимилированы в продукте GLORYS12V. Ассимилируются также вдольтрековые аномалии уровня моря (SLA, Sea Level Anomalies), температура поверхности моря (SST, Sea Surface temperature), данные по льду, а также профили температуры и солёности из базы данных CMEMS CORAv4.1 начиная с 2005 г. Для ассимиляции применяется фильтр Калмана.

Данные доступны с ежесуточной и месячной дискретностью. Использовались ежесуточные данные GLORYS12V1 о температуре и солёности на 50 горизонтах с пространственным разрешением $1/12^\circ$, что составляет приблизительно 4×8 км для высоких широт. Исследуемый период 1993—2018 гг.

Методы исследования

В настоящий момент существует несколько способов расчета глубины ВКС, среди которых традиционно принято выделять два основных метода, основанных на градиентах плотности.

Метод Монтегута [28] позволяет определить глубину перемешанного слоя как значение глубины, при котором градиент плотности воды превышает значение для заданной плотности:

$$\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z} = \left(\frac{\partial\sigma_t}{\partial z} \right)_c,$$

где $\Delta\sigma_t$ — это разница условной плотности $\sigma_t = (\rho - 1000)$ кг·м⁻³ на вертикальном расстоянии Δz , ρ — плотность воды, а $\left(\frac{\partial\sigma_t}{\partial z} \right)_c$ — заданный заранее градиент

условной плотности. Этот метод может использоваться только для профилей с высоким разрешением по вертикали.

По методу Кара [9] глубина ВКС определяется как глубина горизонта, на котором температура воды изменилась на определенное значение по сравнению с поверхностью моря. Так, эмпирический критерий плотности морской воды равен разности между плотностью воды на поверхности моря $\sigma(T_r, S_r)$, где T_r и S_r — температура и соленость на поверхности, и $\sigma(T_h, S_h)$ — плотностью воды с той же соленостью, но при температуре, которая на определенное значение меньше, чем на поверхности моря:

$$\Delta\sigma = \sigma(T_r, S_r) - \sigma(T_h, S_h),$$

где $T_h = (T_r - 0,1)$ — температура воды на исследуемом горизонте, а $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ — критерий изменения температуры.

Первый (самый верхний) горизонт, на котором разность значений плотности с выбранным горизонтом превышает $\Delta\sigma$, считается глубиной ВКС. Данный метод учитывает нелинейный эффект уравнивания состояния морской воды, так как значение критерия зависит от солености и температуры воды во время измерения [14]. Подробное описание этого метода дано в работе [9], в которой авторы на основе эмпирического исследования множества вертикальных профилей отмечают, что наиболее оптимальное значение критерия температуры воды для поиска глубины перемешанного слоя в большинстве районов Мирового океана равно $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако в работе отмечается, что необходимо тщательно подбирать критерии для определения глубины ВКС, принимая во внимание гидрологические условия в районе исследования, а также учитывая состояние среды, в которой находится перемешанный слой.

Результаты

Сезонная изменчивость

Авторами была рассчитана глубина ВКС за различные месяцы зимней конвекции за период с 1993 по 2018 г. Расчеты проводились по двум методикам: с использованием метода разности Кара [9] и с помощью градиентного метода Монтегута [14, 28]. Данные о температуре и солености воды интерполировались на сетку с шагом 10 м по вертикали и затем осреднялись со скользящим окном 20 м по вертикали.

При расчетах по первому методу (Кара) в качестве температурного критерия принималось значение, которое было на $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ меньше по сравнению с температурой на горизонте 10 м. В работе [11] для метода Кара использовался аналогичный критерий.

При использовании второго метода (Монтегута) за глубину ВКС принимался горизонт, на котором условная плотность отличалась на $0,03\text{ кг/м}^3$ от значения на горизонте 10 м (см. также [14, 25]).

Полученные двумя независимыми методами оценки ВКС осреднялись за период с 1993 по 2018 г. Проследим изменения глубины ВКС в Лофотенской котловине для зимних месяцев.

На рис. 2 *а* и *б* приведены полученные оценки глубины ВКС для декабря. Видно, что для большей части акватории глубина ВКС, рассчитанная двумя методами, не превышает 200—300 м. Максимальное значение (300 м) зафиксировано в районе расположения Лофотенского вихря. Также стоит отметить, что оценки глубины ВКС, полученные по методу Кара (см. рис. 2 *а*), в целом превышают оценки, полученные градиентным методом Монтегута (см. рис. 2 *б*).

В дальнейшем глубина ВКС увеличивается: в январе в центральной части Лофотенской котловины значения превышают 300—400 м (см. рис. 2 *в* и *г*). Максимальные значения наблюдаются в районе Лофотенского вихря, а также в северной части котловины. Оценки ВКС по методу Кара по-прежнему выше.

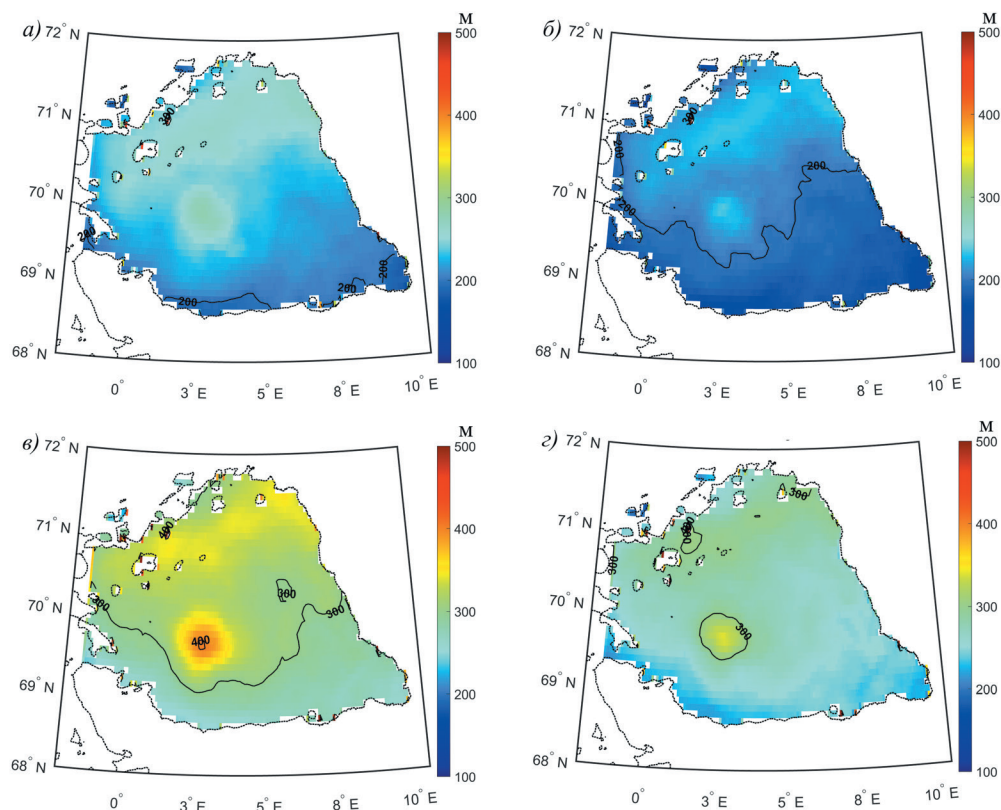


Рис. 2. Глубина ВКС (м) в Лофотенской котловине, рассчитанная с помощью методов Кара (слева) и Монтегута (справа) для декабря (*а* и *б*) и января (*в* и *г*).

Осреднение данных за период 1993—2018 гг.

Fig. 2. The Mixed Layer Depth (m) in the Lofoten Basin, calculated using the Kara (left col.) and Montegut (right col.) methods: December (*a* and *b*) and January (*v* and *z*).

Averaging data for the period 1993 to 2018.

В феврале глубина ВКС по сравнению со значениями в декабре и январе увеличивается, достигая 300—450 м в центральной части Лофотенской котловины. Кроме того, в северной и северо-западных частях котловины наблюдаются значения глубины, превышающие 400 м (рис. 3 а и б).

К марту интенсивность глубокой конвекции в Лофотенской котловине достигла максимума: глубина ВКС превысила 400—500 м в центральной части котловины в области расположения Лофотенского вихря и увеличена в северной и северо-западных частях акватории (рис. 3 в и г).

К апрелю глубина ВКС существенно уменьшается по сравнению с мартом, что свидетельствует о резком снижении интенсивности процесса глубокой конвекции. В центральной части Лофотенской котловины глубина ВКС превышает 300 м по данным расчета по методу Кара (рис. 3 д) и 200 м по данным расчета по методу Монтегута (рис. 3 е).

В мае зимняя глубокая конвекция, рассчитанная предложенными методами по данным GLORYS12V1, практически не выражена.

Заметим, что оба метода оценки глубины ВКС в Лофотенской котловине демонстрируют приблизительно одну и ту же тенденцию: зимняя конвекция усиливается с декабря по март, области с максимальными значениями ВКС расположены примерно одинаково. В марте зимняя конвекция наиболее интенсивна: глубина ВКС достигает максимальных значений, а к апрелю конвекция ослабевает.

Таким образом, сравнение показывает, что для всех зимних месяцев оценки по методу Кара превышают оценки по методу Монтегута.

Межгодовая изменчивость

С целью исследования межгодовой изменчивости глубины ВКС для рассматриваемых месяцев авторами были построены графики временного хода значений глубины ВКС, рассчитанных за каждые сутки и осредненных по площади акватории. В качестве примера на рис. 4 приведены графики для февраля и марта. В табл. 1 представлены коэффициенты линейных трендов; все представленные тренды являются значимыми.

Из рис. 4 видно, что для всех лет характерно существенное изменение глубины ВКС в течение месяца. Это означает, что существует выраженная внутримесячная изменчивость значений глубины ВКС. Выяснилось, что внутримесячная изменчивость возрастает с декабря по апрель. Это видно уже при сравнении рис. 4 а и б с рис. 4 в и г: внутримесячная изменчивость в марте больше, чем в феврале. Максимальная внутримесячная изменчивость отмечается в апреле (не показано), что, возможно, связано с наибольшими колебаниями интенсивности атмосферного форсинга и значительным изменением температуры воды и атмосферы в течение этого месяца. Разнонаправленные тренды свидетельствуют о сдвиге периода максимального развития конвекции с зимы на весну.

Из табл. 1 видно, что зимняя конвекция в декабре — феврале в течение периода 1993—2018 гг. постепенно ослабевает (см. также рис. 4 а и б), тренды глубины ВКС отрицательные. Однако начиная с марта (см. рис. 4 в и г) наблюдается положительный тренд и усиление глубокой конвекции к концу рассматриваемого периода.

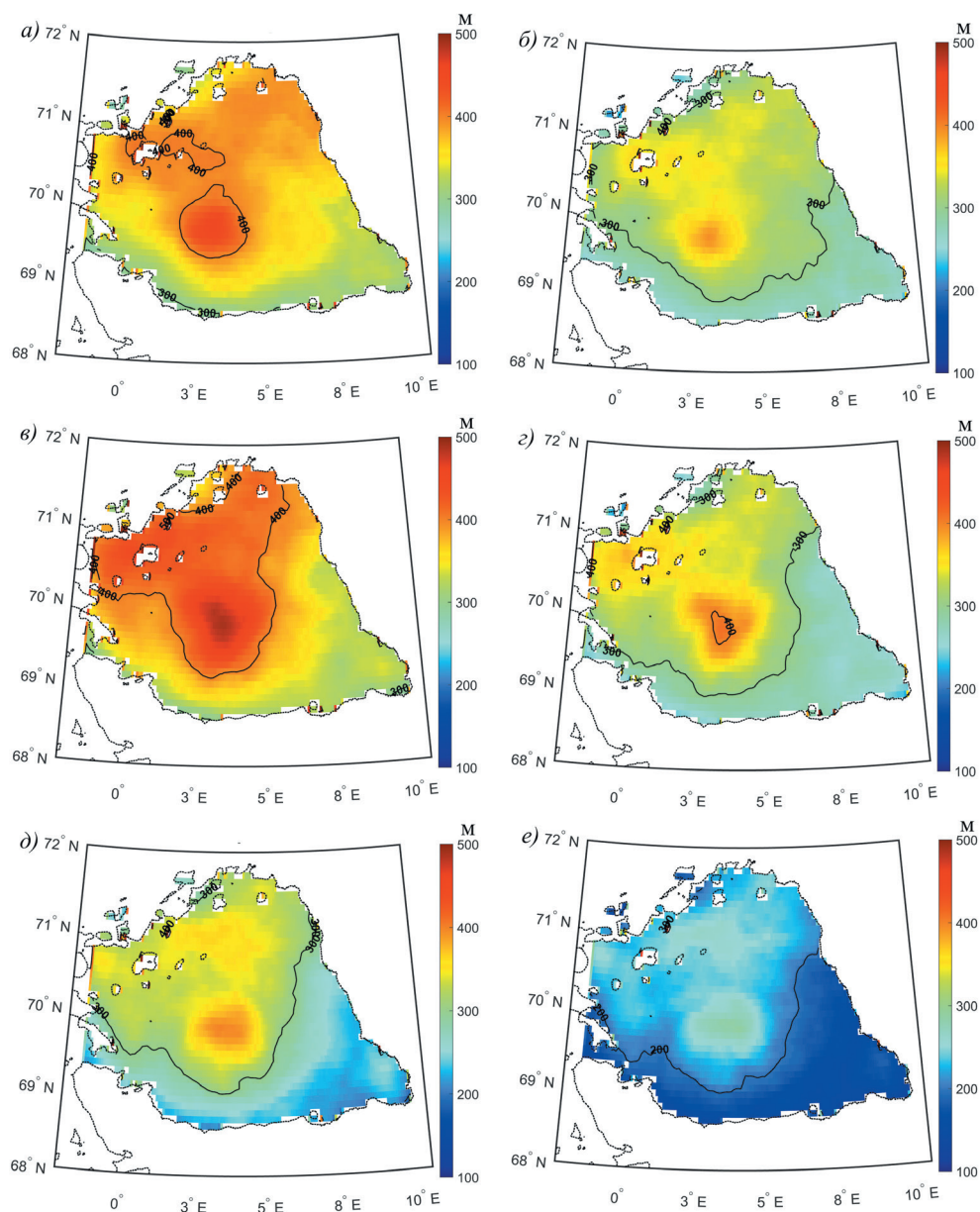


Рис. 3. Глубина ВКС (м) в Лофотенской котловине, рассчитанная с помощью методов Кара (слева) и Монтегута (справа) для февраля (*a* и *б*), марта (*в* и *з*) и апреля (*д* и *е*).

Осреднение данных за период 1993—2018 гг.

Fig. 3. The Mixed Layer Depth (m) in the Lofoten Basin, calculated using the Kara (left col.) and Montegut (right col.) methods: February (*a* and *б*), March (*в* and *з*) and April (*д* and *е*).

Averaging data for the period 1993 to 2018.

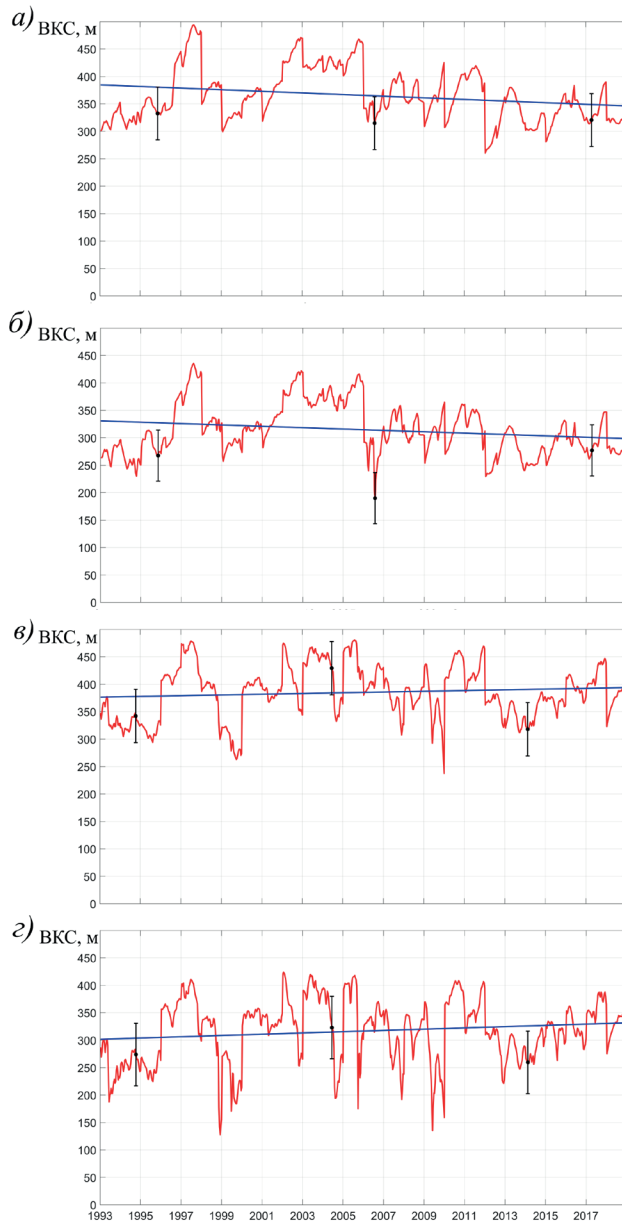


Рис. 4. Временной ход осредненной по площади Лофотенской котловины глубины ВКС (м) (красная кривая), рассчитанный с помощью методов Кара (слева) и Монтегута (справа) в феврале (а и б) и марте (в и г), а также линейный тренд (синяя прямая).

Черными отрезками показано среднеквадратическое отклонение.

Fig. 4. The time variability of the Mixed Layer Depth averaged over the area of the Lofoten Basin (m) (red line), calculated using the Kara (left col.) and Montegut (right col.) methods: February (а and б), March (в and г), and the linear trends (blue solid lines). The black bars indicate the standard deviation.

Также стоит отметить и наличие межгодовой изменчивости, когда в отдельные годы зимняя конвекция на всей акватории котловины усиливается или, наоборот, ослабевает. В табл. 2 показаны годы различной интенсивности конвекции в Лофотенской котловине.

Таблица 1

Значение линейного тренда глубины ВКС (м/год)
Coefficients of the linear trend estimated for Mixed Layer Depth (m/year)

Месяц	Метод	
	Кара	Монтегута
Декабрь	–0,85	–0,64
Январь	–0,62	–0,65
Февраль	–1,46	–1,23
Март	0,67	1,15
Апрель	0,51	0,72

Таблица 2

Интенсивность зимней конвекции в различные месяцы за период 1993—2018 гг.
The intensity of winter convection in different months for the period 1993 to 2018

Месяц	Конвекция	
	Слабая	Сильная
Декабрь	1999, 2000, 2006, 2011, 2014	1996, 1997, 2002, 2004, 2005
Январь	1998, 2000, 2012	1997, 2002—2006, 2011
Февраль	2006, 2012	1996, 1997, 2001—2005
Март	1993—1996, 1999, 2000, 2009, 2010	1997—1999, 2002—2006
Апрель	1998, 2002, 2004, 2009, 2018	1996, 2007, 2011, 2017

Обсуждение результатов

Полученные в настоящей работе оценки глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине, рассчитанные авторами методами Кара и Монтегута по данным реанализа GLORYS12V1, в целом соответствуют оценкам, полученным в исследовании [11], где глубина ВКС оценивалась методом Духовского [12] по данным ARGO и модельным данным (использовались данные гидродинамического моделирования по модели Массачусетского технологического института MITgcm). В частности, сходство проявляется в том, что в марте глубина ВКС максимальна, а максимумы достигаются в области расположения квазипостоянного Лофотенского вихря. Также отмечается общая тенденция увеличения глубины ВКС в северной и северо-западной части акватории.

Однако в работе [11] получены более высокие значения глубины. Причина заключается не только в использовании разных методов и периодов оценивания, а также в разных исходных данных. В настоящем исследовании оценивались среднемесячные значения глубины ВКС, а авторы работы [11] фокусировались на

получении максимальных значений в течение месяца. Возможно, это объясняет отсутствие в наших результатах распределения за май: по нашим данным зимняя конвекция в мае не выражена. Зато в декабре в настоящей работе отмечены значения глубины ВКС, равные 200—300 м, в то время как в исследовании [11] в декабре зимняя конвекция не выделяется. Таким образом, настоящее исследование дополняет работу [11].

Анализ межгодовой изменчивости и сравнение трендов, рассчитанных двумя независимыми методами, показывает, что в декабре — феврале тренды отрицательные, в то время как в марте — апреле положительные (см. табл. 2 и рис. 4). Разнонаправленные тренды свидетельствуют о сдвиге периода максимального развития конвекции с февраля на более поздний период. Возможно, этот сдвиг может быть обусловлен процессами так называемого глобального потепления (если вода сама по себе теплее, то ей нужно больше времени, чтобы остыть).

Полученные оценки глубины ВКС для Лофотенской котловины неплохо соответствуют оценкам [14, 24, 25], однако рассчитанные методами Кара и Монтегута по среднемесячным данным значения глубины ВКС несколько занижены относительно оценок, полученных по другим данным и другими методами в работе [11], где оцениваются максимальные значения ВКС.

Поскольку оба метода — Кара и Монтегута — основаны на эмпирических критериях, оценки ВКС в Лофотенской котловине несколько различаются, и определить преимущества одного метода относительно другого не представляется возможным.

Выводы

В данной работе с использованием двух независимых эмпирических методов получены оценки глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря по данным океанического реанализа GLORYS12V1 за период 1993—2018 гг. По этим данным построены среднемесячные пространственные распределения глубины ВКС для периода декабрь — апрель. Показано, что максимальные значения глубины ВКС отмечаются в районе расположения Лофотенского вихря. В марте глубокая конвекция достигает максимального развития: глубина ВКС составляет 400—500 м, в другие месяцы — 200—400 м. Наблюдается тенденция увеличения глубины ВКС в северной и северо-западной частях акватории.

Проведено сравнение методов Кара и Монтегута. Установлено, что оценки глубины ВКС, полученные по методу Монтегута, существенно ниже оценок, полученных по методу Кара. Исследована межгодовая изменчивость глубины ВКС методами Кара и Монтегута. Показано, что в течение исследуемого периода (1993—2018 гг.) в январе и феврале линейные тренды отрицательны. Это означает, что к концу рассматриваемого периода глубокая конвекция несколько ослабевает в декабре, январе и феврале. Однако в марте и апреле тренды положительные, и к концу периода наблюдается усиление глубокой конвекции. Смена знака трендов свидетельствует о сдвиге периода максимального развития конвекции на более поздний период, что, возможно, является одним из проявлений глобального потепления.

Показано, что для зимней конвекции в Лофотенской котловине характерна выраженная внутримесячная изменчивость, когда значения глубины ВКС в течение одного месяца могут различаться в два-три раза (см. рис. 4).

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 18-17-00027.

Acknowledgment

This work was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 18-17-00027.

Список литературы

1. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2014. № 2. С. 108—121.
2. Белоненко Т.В., Баимачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А. О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском вихре Норвежского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. № 53 (6). С. 728—737. doi: 10.7868/S0003351517060071.
3. 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. № 63 (4). С. 502—519. doi: 10.21638/spbu07.2018.406.
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. № 361. С. 146—168.
5. Зинченко В.А., Гордеева С.М., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. № 12 (3). С. 46—54. doi: 10.7868/S2073667319030067.
6. 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. No. 4. P. 738—743. doi: 10.1002/grl.50126.
7. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19. No. 5. ES5004. doi: 10.2205/2019ES000676.
8. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // J. Phys. Oceanogr. 2007. V. 37. No. 11. P. 2637—2643.
9. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // J. Geophys. Res. 2000. No. 105 (C7). P. 16803—16821.
10. 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 Argo // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1—2. С. 90—91.
11. Федоров А.М., Баимачников 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). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>.
12. Dukhovskoy, D.S., Chassignet, E.P., Hogan P.J., Metzger E.J., Posey P., Smedstad O. M., Stefanova L.B., Wallcraft A.J. Current State and Recent Changes in the Arctic Ocean from the HYCOM-NCO-DA Global Ocean and Sea Ice Prediction System // GC23H-07, presented at 2016 Fall Meeting. AGU. San Francisco. Calif. 12-16 Dec. 2016.
13. Доронин Ю.П. Физика океана. СПб: РГГМУ, 2000. 340 с.

14. Nilsen J.E., Falck E. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999 // *Progress in Oceanography*. 2006. No. 70. P. 58—89.
15. Xiao-Hai Y., J.R. Schubel, D.W. Pritchard Oceanic upper mixed layer depth determination by the use of satellite data // *Remote Sensing of Environment*. 1990. No. 32 (1). P. 55—74. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90098-7](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90098-7).
16. Swain J., Shukla R.K., Raghunadha Rao A., Panigrahi J.K., Venkitachalam N.R. Observations of wind and waves in the central Bay of Bengal during BOBMEX-99 and their effect on mixed layer depth variability due to forced mixing // *Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. 2003. 112. No. 2. P. 261—263.
17. Herrmann M., Bouffard J., Béranger K. Monitoring open-ocean deep convection from space // *Geophys. Res. Lett.* 2009. No. 36. P. 606. doi: 0.1029/2008GL036422.
18. Белоненко Т.В., Федоров А.М. Стерические колебания уровня и глубокая конвекция в Лабрадорском море и море Ирмингера. // *Исследование Земли из космоса*. 2018. № 3. С. 56—69.
19. 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. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194.
20. 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 спутниковым и натурным данным. Часть 2. Индексы интенсивности конвекции // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. № 1. С. 191—201. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201.
21. Voet G., Quadfasel D., Mork K.A., Søiland H. The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations // *Tellus A*. 2010. No. 62 (4). P. 516—529.
22. Richards C., Straneo F. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas // *J. Phys. Oceanogr.* 2015. V. 45 (6). P. 1735—1737.
23. Poulain P.-M., Warn-Varnas A., Niiler P. Near surface circulation of the Nordic Seas as measured by lagrangian drifters // *J. Geophys. Res.* 1996. No. 101 (C8). P. 18237—18258.
24. Raj R. P., Chafik L., Even J., Nilsen O., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // *Deep-Sea Res. I*. 2015. No. 96. P. 1—14.
25. 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. P. 6814—6825.
26. Mork K.A., Blindheim J. Variation in the Atlantic Inflow to the Nordic Seas, 1955—1996 // *Deep-Sea Research I*. 2000. V. 47 (6). P. 1035—1057.
27. Eldevik T., Nilsen J.E., Iovino D., Olsson K.A., Sandu A.B., Drange H. Observed sources and variability of Nordic seas overflow // *Nature Geosci.* 2009. V. 2. P. 406—410.
28. de Boyer Monte gut, C., Madec G., Fisher A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12003. Doi:10.1029/2004JC002378.

References

1. Belonenko T.V., Volkov D.L., Ozhigin V.K., Norden Yu. E. Circulation of waters in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Proceedings of St. Petersburg University. 2014, 7: 108—121. [In Russian].
2. Belonenko T.V., Bashmachnikov I. L., Koldunov A.V., Kuibin P.A. On the Vertical Velocity Component in the Mesoscale Lofoten Vortex of the Norwegian Sea. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proceedings of the RAS. Physics of the atmosphere and the ocean. 2017, 53 (6): 641—649. <https://doi.org/10.1134/S0001433817060032>. [In Russian].
3. Belonenko T.V., Koldunov A.V., Sentyabov E.V., Karsakov A.L. Thermohaline structure of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea based on field research and hydrodynamic modeling. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Proceedings of St. Petersburg University. 2018, 63 (4): 502—519. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.406>. [In Russian].

4. Bloshkina E.V., Ivanov V.V. Convective structures in the Norwegian and Greenland Seas based on simulation results with high spatial resolution. *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo tsentra Rossiyskoy Federatsii*. Proceedings of the Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation. 2016, 361: 146—168. [In Russian].
5. 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*. Fundamental and applied hydrophysics. 2019, 12 (3): 46—54. DOI: 10.7868/S2073667319030067. [In Russian].
6. 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, 40 (4): 738—743. doi: 10.1002/grl.50126.
7. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2019, 19 (5): ES5004. doi: 10.2205/2019ES000676.
8. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin. *Journal of Physical Oceanography*. 2007, 37 (11): 2637—2643.
9. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*. 2000, 105 (C7): 16803—16821.
10. Alexeev V.A., Ivanov V.V., Repina I.A., Lavrova O.Yu., Stanichny S.V. Convective structures in the Lofoten Basin according to satellite and Argo buoys. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016, 52 (9): 1064—1077. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090036>. [In Russian].
11. Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Belonenko T.V. Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Proceedings of St. Petersburg University. 2019, 4 (3): 491—511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>. [In Russian].
12. Dukhovskoy D.S., Chassignet E.P., Hogan P.J., Metzger E.J., Posey P., Smedstad O.M., Stefanova L.B., Wallcraft A.J. Current State and Recent Changes in the Arctic Ocean from the HYCOM-NCODA Global Ocean and Sea Ice Prediction System. GC23H-07, presented at 2016 Fall Meeting. AGU. San Francisco. Calif. 12—16 Dec. 2016.
13. Doronin Yu.P. *Fizika okeana*. Physics of the Ocean. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2000: 340 p. [In Russian].
14. Nilsen J.E., Falck E. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948—1999. *Progress in Oceanography*. 2006, 70: 58—89.
15. Xiao-Hai Y., Schubel J.R., Pritchard D.W. Oceanic upper mixed layer depth determination by the use of satellite data. *Remote Sensing of Environment*. 1990, 32 (1): 55—74. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90098-7](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90098-7).
16. Swain J., Shukla R.K., Raghunadha Rao A., Panigrahi J.K., Venkitachalam N.R. Observations of wind and waves in the central Bay of Bengal during BOBMEX-99 and their effect on mixed layer depth variability due to forced mixing // *Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. 2003, 112, 2: 261—263.
17. Herrmann M., Bouffard J., Béranger K. Monitoring open-ocean deep convection from space. *Geophys. Res.* 2009, 36: 606. doi: 0.1029/2008GL036422.
18. Belonenko T.V., Fedorov A.M. Steric Level Fluctuations and Deep Convection in the Labrador and Irminger Seas. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proceedings of the RAS. Physics of the atmosphere and the ocean. 2018, 54 (9): 1039—1049. DOI: 10.1134/S0001433818090086. [In Russian].
19. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Vesman A.V., Belonenko T.V., Koldunov A.V., Dukhovskoy D.S. Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites. *Sovremennyye Problemy Distanttsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2018, 15: 184—194. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194. [In Russian].
20. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Vesman A.V., Belonenko T.V., Dukhovskoy D.S. Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 2: indices of intensity of deep convection. *Sovremennyye Problemy Distanttsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from Space. 2019, 16: 191—201. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201. [In Russian].
21. Voet G., Quadfasel D., Mork K.A., Søiland H. The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations. *Tellus A*. 2010, 62 (4): 516—529.

22. Richards C., Straneo F. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas. *Journal of Physical Oceanography*. 2015, 45 (6): 1735–1737.
23. Poulain P.-M., Warn-Varnas A., Niiler P. Near surface circulation of the Nordic Seas as measured by lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research*. 1996, 101 (C8): 18237–18258.
24. Raj R.P., Chafik L., Even J., Nilsen O., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas. *Deep-Sea Res. I*. 2015, 96: 1–14.
25. 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 Seaglidrs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017, 6814–6825.
26. Mork K.A., Blindheim J. Variation in the Atlantic Inflow to the Nordic Seas, 1955–1996. *Deep-Sea Research I*. 2000, 47 (6): 1035–1057.
27. Eldevik T., Nilsen J.E., Iovino D., Olsson K.A., Sandu A.B., Drange H. Observed sources and variability of Nordic seas overflow. *Nature Geoscience*. 2009, 2: 406–410.
28. de Boyer Monte'gut C., Madec G., Fisher A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* 2004, 109: C12003. doi:10.1029/2004JC002378.

Статья поступила 02.04.2020

Принята к публикации 20.05.2020

Сведения об авторах

Травкин Владимир Станиславович, Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра океанологии, инженер-исследователь, vtravkin99@gmail.com

Белоненко Татьяна Васильевна, д-р геогр. наук, Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра океанологии, профессор, btvlisab@yandex.ru

Information about authors

Travkin Vladimir Stanislavovich, St. Petersburg State University, Oceanology department, Researcher
Belonenko Tatyana Vesil'evna, Grand PhD (Geogr. Sci.), St. Petersburg State University, Oceanology department, Professor