

УДК 551.465

© Е. В. Новоселова, Т. В. Белоненко\*

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Университетская наб., 7–9,  
г. Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: btlisab@yandex.ru

## ИЗОПИКНИЧЕСКАЯ АДВЕКЦИЯ В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Статья поступила в редакцию 29.03.2020, после доработки 06.05.2020

Лофотенская котловина, расположенная в Норвежском море, является мощным накопителем атлантических вод. Заглубление атлантических вод в котловине определяет не только структуру ее водных масс, но и особенности процессов взаимодействия океан-атмосфера. В работе исследуются изопикническая адвекция и диапикническое перемешивание в Лофотенской котловине. По данным океанического реанализа GLORYS12V1 построены и проанализированы четыре изостерические  $\delta$ -поверхности, в частности, глубина их залегания. Установлено, что изостерические поверхности в Лофотенской котловине имеют наклон в направлении с запада на восток с максимальными глубинами в центре котловины, где расположен квазипостоянный Лофотенский вихрь. Рассмотрено распределение температуры на изопикнических поверхностях. Проанализирована межгодовая и сезонная изменчивость их глубины залегания.

Показано, что максимум глубины изостерических поверхностей наблюдается в 2010 г., который отмечается как год аномально больших глубин верхнего квазигомогенного слоя Лофотенской котловины, подтвержденных измерениями буев ARGO. Максимумы в 2000, 2010, 2013 и 2016 гг. соответствуют годам глубокой конвекции.

Выявлено, что максимальная глубина на изостерических поверхностях достигается летом. Области с наибольшими глубинами летом также имеют максимальную площадь, а зимой минимальны. Это означает, с одной стороны, определенную инерцию изменения термохалинных характеристик атлантических водных масс, а с другой — сдвиг на 1–2 сезона влияния глубокой конвекции на изостерические поверхности.

Показано, что изопикническая адвекция в Лофотенской котловине дает значительный вклад в ее роль как основного теплового резервуара субарктических морей.

**Ключевые слова:** Лофотенская котловина, изостерические поверхности, изопикническая адвекция, атлантическая вода, GLORYS12V1.

©Е. В. Новоселова, Т. В. Белоненко\*

St. Petersburg State University, 199034, 7–9, Universitetskaya Emb., St. Petersburg, Russia

\*e-mail: btlisab@yandex.ru

## ISOPYCNAL ADVECTION IN THE LOFOTEN BASIN OF THE NORWEGIAN SEA

Received 29.03.2020, in final form 06.05.2020

The Lofoten Basin in the Norwegian Sea is a real reservoir of the Atlantic waters. The shape of the Basin in the form of a bowl and a great depth with its monotonous increase to the center results in the Atlantic water gradually deepen and fill the Basin. The deepening of the Atlantic waters in the Lofoten Basin determines not only the structure of its waters but also the features of the ocean-atmosphere interaction. Flowing through the transit regions, the Atlantic waters lose heat to the atmosphere, mix with the surrounding water masses and undergo a transformation, which causes the formation of deep ocean waters. At the same time, the heat input with the Atlantic waters significantly exceeds its loss to the atmosphere in the Lofoten Basin.

We study isopycnal advection and diapycnal mixing in the Lofoten Basin. We use the GLORYS12V1 oceanic reanalysis data and analyze four isosteric  $\delta$ -surfaces. We also calculate the depth of their location. We establish that  $\delta$ -surfaces have the slope eastward with maximal deepening where the quasi-permanent Lofoten Vortex is located. We analyze the temperature distribution on the isosteric  $\delta$ -surfaces as well as the interannual and seasonal variability of their location depth.

The maximal depth on the isosteric surfaces is observed in 2010, which is known as the year of the largest mixed layer depths in the Lofoten Basin according to the ARGO buoys. We demonstrate the same correspondence to in 2000, 2010, 2013.

---

Ссылка для цитирования: Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 3. С. 56–67. doi: 10.7868/S2073667320030041

For citation: *Novoselova E.V., Belonenko T.V. Isopycnal Advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea. Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2020, 13, 3, 56–67. doi: 10.7868/S2073667320030041

The maximal depth on the isosteric surfaces is observed is reached in summer. The maximal areas with the greatest depths also are observed in summer in contrast to a minimum in winter. This means a certain inertia of changes in the thermohaline characteristics of Atlantic Waters as well as a shift of 1–2 seasons of the influence of deep convection on isosteric surfaces.

It is shown that isopycnal advection in the Lofoten Basin makes a significant contribution to its importance as the main thermal reservoir of the Nordic Seas.

**Key words:** Lofoten Basin, isosteric surfaces, isopycnal advection, Atlantic waters, GLORYS12V1.

## 1. Введение

Лофотенская котловина представляет собой понижение в рельефе дна Норвежского моря с максимальной глубиной 3250 м. Ее акватория занимает сегмент пространства, ограниченный координатами 2° з.д. — 10° в.д. и 68–72° с.ш. Котловина представляет собой топографически обособленное образование, будучи ограниченной хребтом Мона на северо-западе, хребтом Хельгеланд на юго-западе, Скандинавским полуостровом на востоке и плато Воринг на юге. С противоположной стороны от хребта Мона расположена Гренландская котловина, а с противоположной стороны от хребта Хельгеланд — Норвежская котловина (рис. 1, см. вклейку). Несмотря на субполярное положение котловины, поступление арктических вод в нее практически отсутствует [1]. Основным элементом циркуляции вод Норвежского моря является теплое Норвежское Атлантическое течение.

Норвежское течение, являющееся частью мощного Северо-Атлантического течения, переносит на север к Северному Ледовитому океану теплую и соленую атлантическую воду. Оно является важным звеном Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции и оказывает значительное влияние на климат Европы. Норвежское течение пересекает Лофотенскую котловину в виде двух ветвей — на востоке это Норвежское Склоновое течение и на западе Норвежское Фронтальное течение. В прибрежной области скандинавского шельфа соленые атлантические воды взаимодействуют с распресненными водами Норвежского Прибрежного течения (рис. 1).

Ветви Норвежского течения NwASC и NwAFC имеют максимальные скорости в струях, приуроченных к периферии Лофотенской котловины. Авторы работы [2], анализируя данные 148 поверхностных дрейфтеров в рамках программы POLEWARD за период июнь 2007 г. — июль 2009 г., установил, что струи NwASC и NCC в нескольких местах сливаются в единую струю, направленную вдоль изобат, с максимальными скоростями вблизи Лофотенских островов 100 см/с, где происходит сгущение изобат. Еще раньше этот факт был установлен в работе [3] по данным 107 поверхностных дрейфующих буев ARGOS за период с июня 1991 г. по август 1993 г.: струи NwASC и NCC к западу от Лофотенских о-вов и о-вов Вестеролен динамически объединяются в одно быстрое течение с максимальной скоростью 110 см/с. При этом на большей части акватории скорости невелики и едва достигают 4–6 см/с.

Форма котловины в виде чаши, большие глубины и монотонное их увеличение к центру приводит к тому, что в центре котловины толщина слоя атлантической воды увеличена, вследствие чего скорость ее переноса на север падает. К.А. Орвик [4] показывает, что сильное заглужение атлантических вод в котловине проявляется невысокими скоростями течений на большей части ее акватории и соответствующим пониженным переносом вод на север. Таким образом, Лофотенская котловина является мощным накопителем атлантических вод. Этим она отличается, например, от Норвежской котловины, которая лишь наполовину заполнена атлантическими водами, так как на западной ее периферии Восточно-Исландское течение приносит в котловину холодные арктические воды.

Заглужение атлантических вод в Лофотенской котловине определяет не только структуру ее водных масс, но и особенности процессов взаимодействия океан-атмосфера. Протекая через транзитные регионы, атлантические воды теряют тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водными массами, т. е. проходят трансформацию, которая в конце концов приводит к образованию глубинных океанских вод. Авторы статьи [5] называют Лофотенскую котловину полигоном, где процессы взаимодействия с атмосферой происходят с особой интенсивностью. Лофотенская котловина является транзитным регионом для атлантических вод. В работе [6] показано, что в приповерхностном переносе тепла доминируют вклад среднего потока, поступающего в Лофотенскую котловину с юга, и вихревая адвекция с востока. При этом в Лофотенской котловине, как и в Норвежской, поступление тепла за счет адвекции вод значительно превышает его потери в атмосферу. Теплые и соленые атлантические воды в Лофотенской котловине занимают обширную область, образуя огромный тепловой резервуар в Норвежском море [7]. При взаимодействии поверхности вод с атмосферой часть тепла высвобождается и переходит в атмосферу.

Лофотенская котловина является одним из самых динамически активных регионов Мирового океана и характеризуется локальными максимумами дисперсии уровня океана и кинетической энергии мезомасштабных (синоптических) вихрей [8, 9]. Мезомасштабные вихри, перемещаясь по котловине, переносят тепло и соль вместе с захваченными водами и тем самым значительно влияют на термохалинные свойства вод. Авторы [7] оценили латеральное (боковое) перемешивание в Лофотенской котловине за счет вихревой адвекции, а также количество тепла и соли, переносимые вихрями. Основная причина генерации вихрей — это баротропная и бароклинная неустойчивость Норвежского течения [10]. Вихри в котловине образуются повсеместно. Они отрываются от течения и в дальнейшем дрейфуют в сторону центра в глубоководную часть котловины, образуя несколько основных путей своего движения [11, 12]. Вихри извлекают из Норвежского течения теплую и солёную атлантические воды и перераспределяют её по всей котловине. Это означает, что значительная часть атлантических вод, приходящих с Норвежским течением, не устремляется прямо к полюсу, а сначала вместе с мезомасштабными вихрями испытывает многочисленные перемещения по котловине, которые также можно рассматривать как горизонтальные рециркуляции. В работе [13] при помощи акустически отслеживаемых поплавков нейтральной плавучести RAFOS проанализированы пути распространения теплых атлантических вод, поступающих в Норвежское море. Выяснилось, что большинство поплавков, настроенных для дрейфа в стрекне течения на глубине около 200 м, завершило дрейф в Лофотенской котловине. Такие эксперименты свидетельствуют о продолжительном времени пребывания атлантических вод в этом районе.

Зимняя глубокая конвекция в Лофотенской котловине может превышать глубины 1000 м [14–16] и наиболее интенсивна в марте [16]. Это означает, что теплые атлантические воды проникают на большие глубины в котловине. В работе [17] этот факт получил подтверждение численными оценками потоков тепла в регионе.

Есть еще одно обстоятельство, которое способствует увеличению времени пребывания большого объема атлантических водных масс в Лофотенской котловине. К.А. Орвик [4] установил, что в регионе также существует глубинное противотечение, локализованное в районе хребта Мона и направленное на юго-запад. Позднее авторы статьи [5] при помощи глубоководных буев Арго и RAFOS (900–1500 м) выявили глубинную циклоническую циркуляцию в котловине. И хотя кинетическая энергия, связанная с этой циклонической циркуляцией, незначительна, а скорости течений невелики, важен крупномасштабный циклонический горизонтальный массоперенос вод в котловине, в который вовлечена вся толща воды (см. также [18]).

Важнейшей особенностью Лофотенской котловины являются существование в центре наиболее глубоководной ее части квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря. Динамический сигнал вихря прослеживается до самого дна [9], но наиболее ярко он выражен на глубине 300–800 м [19–22]. Квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь представлен линзой теплой соленой воды на интервале глубин 300–1000 м с горизонтальным масштабом около 60–80 км. Его существование подтверждается измерениями *in situ* [2, 13, 23–28], спутниковыми данными [8, 9, 11, 29–31] и данными гидродинамического моделирования [8, 9, 19–21, 23, 31, 32]. В статье [26] по данным измерений глайдеров в период июль 2012—июль 2015 радиус ядра вихря оценивают как  $18 \pm 4$  км, а максимальные орбитальные скорости 50–70 см/с. В работе [18] указывается наиболее вероятное расположение вихря в районе, ограниченном  $69\text{--}70^\circ\text{с.ш.}$ ,  $2\text{--}5^\circ\text{в.д.}$  Существуют различные точки зрения относительно устойчивости Лофотенского вихря, но две из них являются основными. Первая — это обновление вод Лофотенского вихря за счет слияния с другими мезомасштабными антициклонами [9, 32]. Вторая — это обновление ядра вихря за счет интенсивной осенне-зимней конвекции [21, 33], достигающей глубин 1000 м и более в области расположения ядра вихря [16].

В глубоководной части Лофотенской котловины, как и в Гренландском море, формируется североатлантическая глубинная водная масса [34]. Она залегает под атлантической водной массой и имеет отрицательную температуру и высокую соленость.

Наряду с вихревой адвекцией и боковым перемешиванием, частицы воды могут перемещаться в котловине из-за неоднородности горизонтальной и вертикальной стратификации. Горизонтальная адвекция частиц без участия внешних сил происходит по изопикническим поверхностям. Перемещение частиц в стратифицированной жидкости не всегда происходит вдоль изопикнических поверхностей, однако такая тенденция обусловлена законом сохранения потенциальной энергии. Перемещаясь по изопикнам, частицы минимизируют потери энергии из-за сил плавучести. Авторы работы [24] предложили анализировать скопление тёплых вод при помощи изопикнических поверхностей и продемонстрировали этот подход для Норвежского, Гренландского и Исландского морей (Nordic Seas). В данной работе мы анализируем изопикнические поверхности в Лофотенской котловине.

## 2. Данные

Для расчёта основных характеристик на изостерических поверхностях использовался глобальный океанический реанализ GLORYS12V1. Он основан на современной глобальной системе прогнозирования в режиме реального времени. Компонентом модели является платформа NEMO, а также атмосферный реанализ характеристик на поверхности ECMWF ERA-Interim. Начальные условия для температуры и солёности взяты из EN.4.2.0 Hadley center для 1991 г.

Неоспоримым преимуществом реанализа GLORYS12V1 по сравнению с другими модельными данными является ассимиляция всех доступных спутниковых и *in situ* данных, включая данные мареографов и дрейфующих буев. 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 температурные и солёностные профили из базы данных CMEMS CORAv4.1, начиная с 2005 г. Для ассимиляции применяется фильтр Калмана.

Данные доступны на портале CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). Мы использовали среднемесячные данные массива GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-030-MONTHLY с пространственным разрешением  $1/12^\circ$  (приблизительно  $4 \times 8$  км для рассматриваемых широт) и 50 уровнями по вертикали (на глубинах от  $\sim 0.5$  до  $\sim 5728$  м). Период исследования 1993–2018 гг.

Батиметрические данные получены из глобальной модели рельефа поверхности Земли ETOPO1 (<https://www.ngdc.noaa.gov>). Она реализована на  $1/60^\circ$  сетке и имеет вертикальную привязку к уровню моря и горизонтальную привязку к Всемирной геодезической системе 1984 года (WGS84).

## 3. Методы

Существуют два типа поверхностей для анализа изопикнической адвекции и перемешивания:  $\sigma$ - и  $\delta$ -поверхности, где  $\sigma$  — потенциальная плотность, а  $\delta$  — аномалии удельного объема. В настоящем исследовании мы сфокусируемся на изостерических  $\delta$ -поверхностях или поверхностях равной удельной объёмной аномалии. Для построения поверхностей нами использовались данные о температуре и солёности на всех доступных горизонтах, которые были усреднены по годам и по сезонам: рассматривались средние за 26 лет поля температуры и солёности для каждого сезона: зима (январь — март), весна (апрель — июнь), лето (июль — сентябрь) и осень (октябрь — декабрь). Некоторое несоответствие привычным календарным сезонам является распространённым явлением при исследовании арктических регионов и связано с тем, что максимальные температуры наблюдаются в июле — сентябре, а минимальные в январе — марте.

Для расчёта аномалии удельного объема практическая солёность и потенциальная температура были переведены в абсолютную солёность и консервативную температуру, как рекомендовано в [35]. Далее рассчитывались глубина залегания  $\delta$ -поверхностей, а также соответствующие распределения температуры и солёности на этих поверхностях. Исходные данные имеют вид, например,  $\delta = f(x, y, z)$ . Для получения глубины залегания  $\delta$ -поверхностей их необходимо представить в виде  $z = f(x, y, \delta)$ , для чего использовался метод линейной интерполяции. Главное преимущество использования такого подхода заключается в возможности проследить изменения свойств на этих поверхностях. В равномерно стратифицированной жидкости на изопикнических или изостерических поверхностях градиенты  $\sigma$  или  $\delta$  в свойствах воды наблюдаться не будут, в то время как на стандартных горизонтах возникнут большие их изменения при пересечении фронтов или в случае вертикальных движений в стратифицированной водной толще. Отсутствие таких градиентов на изопикнических или изостерических поверхностях значительно облегчает изучение особенностей, обусловленных изопикнической адвекцией или перемешиванием [24].

Было выбрано четыре изостерических  $\delta$ -поверхности, соответствующие  $\delta = (4.1; 3.1; 2.1; 0.7) \times 10^{-7}$  м<sup>3</sup>/кг, которые обозначены s41, s31, s21 и s07, соответственно. Указанные значения  $\delta$  соответствуют приблизительно значениям потенциальной плотности  $\sigma = (27.7; 27.8; 27.9; 28.04)$  кг/м<sup>3</sup>. Выбор конкретных поверхностей s41, s31, s21 и s07 обусловлен исследованием [24], выполненным для большого региона, так что мы сможем сравнить некоторой степени полученные результаты. Однако, в отличие от исследования [24], основанного на усреднённых климатических полях за последние 50 лет прошлого столетия (1950–2000 гг.), мы используем более современные данные за период с 1993 по 2018 гг. и со значительно лучшим пространственным разрешением. При этом фокус нашего исследования сосредоточен непосредственно на Лофотенской котловине.

Для расчёта абсолютной солёности, консервативной температуры, плотности воды и стерической аномалии использовалось международное уравнение состояния морской воды TEOS-10 (<http://www.teos-10.org/>), реализованное для пакета прикладных программ MATLAB. Мы исключили все точки, в которых глубина залегания заданной изопикнической поверхности была менее 0.5 м, и эта глубина является наименьшей при построении поверхностей.

## 4. Результаты

### 4.1. Глубины залегания изостерических поверхностей в Лофотенской котловине

Зимой и весной в центре Лофотенской котловины наблюдается усиление термохалинной аномалии — Лофотенский вихрь сжимается до масштабов порядка бароклинного радиуса деформации Россби (7–10 км), при этом одновременно увеличивается антициклоническая завихренность вихря. Летом наблюдается процесс его релаксации, продолжающийся до осени, — увеличиваются горизонтальные размеры вихря и уменьшается скорость орбитального движения [15].

На рис. 2 (см. вклейку) представлены полученные средние глубины залегания всех четырёх  $\delta$ -поверхностей  $s_{41}$ ,  $s_{31}$ ,  $s_{21}$  и  $s_{07}$ . Видно, что на поверхности  $s_{41}$  наблюдается увеличение глубины в районе плато Воринг, а также вдоль восточной границы котловины в сторону скандинавского шельфа. Первое понижение имеет батиметрический характер, тогда как второе связано с потоком атлантических вод, направленных к Шпицбергену [24]. Схожая картина наблюдается на поверхности  $s_{31}$ , однако здесь дополнительно появляются две области локальных максимумов глубин: одно в центре Лофотенской котловины, а другое у Лофотенских островов. Границы мелководной области отодвигаются к северо-западу, следуя точно береговой линии южного склона хребта Мона. На поверхности  $s_{21}$  происходит слияние двух понижений с преобладанием первого, общий масштаб замкнутого понижения увеличивается. Такое углубление в Лофотенской котловине авторы [24] называют «большим тепловым бассейном» в этой области. Максимальная глубина  $s_{21}$  наблюдается в центре Лофотенской котловины и превышает 800 м, что примерно на 200 м больше, чем соответствующая глубина на  $s_{31}$ . Северо-западная граница ещё больше отодвигается к хребту Мона. Самая глубокая поверхность  $s_{07}$  в целом повторяет черты  $s_{21}$ , происходит лишь ещё большее увеличение в горизонтальных размерах впадины и понижение самой глубокой точки более чем на 250 м. Таким образом, максимальная глубина на этой поверхности составляет более 1050 м и достигается в районе расположения Лофотенского вихря.

На трёх верхних поверхностях наблюдается сгущение изолиний у хребта Мона. В целом на всех  $\delta$ -поверхностях наблюдается углубление поверхностей по направлению к юго-востоку, при этом изолинии часто располагаются параллельно главным формам рельефа исследуемой области — хребту Мона, плато Воринг, береговой линии скандинавского шельфа. Важно отметить, что в течение года поверхности существуют постоянно только на глубинах, превышающих 100–200 м, в то время как на меньших глубинах они периодически исчезают в период весеннего нагрева и затем появляются повторно. Построенные нами поверхности несколько отличаются от результатов, полученных в статье [24]. Согласно нашим расчётам, замкнутое углубление в центре Лофотенской котловины наблюдается уже на  $\delta$ -поверхности  $s_{31}$ , тогда как в работе [24] оно появляется глубже — на  $s_{21}$ . Кроме того, полученные нами максимумы глубин в среднем на 100 м больше, чем в вышеупомянутом исследовании (за исключением  $s_{41}$ ).

Обратим внимание, что в Лофотенской котловине увеличение глубин изостерических поверхностей на рис. 2 происходит в направлении с запада на восток: поверхности как бы наклонены к востоку. Это означает, что заглупление атлантических вод в котловине происходит в этом направлении. В то же время вихревая адвекция происходит, преимущественно, в противоположном направлении [9, 11, 12, 32]. Разнонаправленные процессы дополнительно способствуют увеличению продолжительности нахождения атлантических вод в котловине и усилению ее роли как огромного теплового резервуара в регионе.

### 4.2. Распределения термохалинных характеристик на изостерических поверхностях

Мы обнаружили, что на каждой из четырёх  $\delta$ -поверхностей температура и солёность имеют похожий рисунок, поэтому в дальнейшем мы анализируем только распределения температуры на изостерических поверхностях. На рис. 3 (см. вклейку) видно, что наиболее тёплая (и, следовательно, солёная) вода на этих поверхностях  $s_{41}$  и  $s_{31}$  находится на севере и северо-западе акватории и уменьшается к югу на 1–2 °С, а расположение изотерм близко к зональному с подъемом к северо-востоку. Однако на  $s_{21}$  распределение меняется: на северо-западе выделяется полоса наибольших значений 3 °С, равномерно уменьшаясь к северо-западу (изотермы почти параллельны), а на юго-востоке образуется обширная область с температурой воды, не превышающей 2.5 °С, вытянутая с характерным загибом в сторону расположения Лофотенского вихря. Поверхность  $s_{07}$  характеризуется почти однородным распределением температуры с низкими значениями около нуля °С, где разброс между максимальным и минимальным значением не превышает 0.6 °С, и с незначительным ее повышением на западе и востоке области. Эти результаты отличаются от распределений температуры на изостерических поверхностях, полученных по климатологическим данным Rossby et al. (2009), где фиксируется сдвиг тепловых аномалий на северо-восток район Шпицбергенской впадины и продолжается в районе впадины Баренцева моря.

Отметим также некоторое сходство с основными формами рельефа, которое также наблюдается и на рис. 2: на поверхностях s41 и s31 изолинии 5.5 °C (для s41) и 4 °C (для s31) огибают плато Воринг и следуют параллельно восточному склону Лофотенской котловины. На поверхности s21 наблюдается сгущение изолиний параллельно хребту Мона. Однако на этом сходство заканчивается и в остальном структура распределения температуры (и солёности) значительно отличаются от изолиний глубины залегания  $\delta$ -поверхностей, приведённых на рис. 2.

#### 4.3. Межгодовая изменчивость изостерических поверхностей

Мы построили карты среднегодовых глубин для  $\delta$ -поверхностей и соответствующих распределений температуры за период 1993–2018 гг. (всего 208 карт за 26 лет). Обнаружено, что на каждой из поверхностей s41 отмечается наклон изолиний на северо-восток и заглупление в направлении к скандинавскому шельфу. Начиная с 2014 г. наблюдается «наступление» мелких изолиний (50–100 м) на северо-запад и увеличение заглупленной до 500 м области на востоке, а также образование углубления в районе расположения Лофотенского вихря. В наибольшей степени это проявляется в 2016 г. Указанные особенности поверхности s41в некоторой степени также характерны для s31, s21 и s07.

Изменчивость максимальной глубины изостерических поверхностей представлена на рис. 4, а (см. вклейку). Следует отметить, что максимальные глубины у поверхности s41 достигаются в восточной части акватории, в отличие от поверхностей s21 и s07, где максимальные глубины соответствуют области расположения Лофотенского вихря; на поверхности s31 максимальные глубины в разные годы соответствовали разным районам: в 2000, 2003–2007, 2009, 2010, 2013–2018 гг. — в области расположения Лофотенского вихря, а в остальные годы — на востоке акватории (см. рис. 2). Температурные распределения на поверхностях отличаются значительным разнообразием, но везде наблюдается сгущение изотерм в направлении к хребту Мона и сдвиг области максимальных значений либо к северо-востоку, либо к северу.

На рис. 4, а видно, что максимум глубин на трех поверхностях (за исключением самой мелкой s41) наблюдается в 2010 г. Интересно отметить, что именно 2010 г. выделяется как год с наиболее глубокой конвекции, которая была зафиксирована 6-ю профилями ARGO в районе Лофотенского вихря. Также прослеживается соответствие максимумов на рис. 4, а с наблюдениями глубокой конвекции, зафиксированными в 2000, 2013 и 2016 гг. (см. [16]). Однако при этом площади высоких значений глубин у поверхности s07 (рис. 4, б, см. вклейку) не коррелируют с годами максимальной конвекции. Наибольшие площади были в 1994, 2003, 2009 и 2014 гг. Вполне вероятно, что события глубокой конвекции могут проявляться по-разному: либо максимальными глубинами верхнего квазиодногодого слоя в небольшой ограниченной области, либо меньшими глубинами, но зато распространяющиеся на больший горизонтальный масштаб.

#### 4.4. Сезонная изменчивость изостерических поверхностей

Как и следовало ожидать, в сезонной изменчивости наибольшие изменения происходят в верхних слоях и, соответственно, характерны для поверхности s41. На рис. 5 (см. вклейку) видно, что зимой поверхность s41 распространяется на всю котловину с максимальными глубинами до 500 м у скандинавского шельфа. В центре котловины максимальные глубины не превышают 300 м. В середине бассейна поверхность s41 выгибается вверх узкой полосой, разделяя акваторию котловины на две части, что, скорее всего, обусловлено границами основных струй Норвежского склонового течения. Следует отметить, что подобная картина наблюдается только зимой и только на поверхности s41. Весной на северо-западе поверхность s41 обнажается, а изолинии почти параллельны береговой черте. Однако уже к лету они постепенно заглупляются в сторону центра котловины, достигая максимальных глубин зимой (рис. 5). Летом и осенью поверхность увеличивается в размерах и охватывает всю акваторию.

На поверхности s31 (не показано) зимой выделяется полоса низких глубин (до 100 м), отделяющая две более глубокие области, подобно наблюдаемой на рис. 5, а. Однако в отличие от s41, на поверхности s31 полоса пересекает акваторию с западной стороны от области расположения Лофотенского вихря. Возможно, эта полоса на поверхности s31 отделяет воды Норвежского фронтального течения от остальной части акватории. На s31 заглупление в центре Лофотенской котловины наблюдается в течение всего года и достигает глубины, превышающей 550 м зимой, 600–650 м весной и осенью, 700 м летом. При этом зимой заглупление s31 наблюдается не только в центре котловины, но и несколько восточнее — недалеко от Лофотенских островов. Еще одной особенностью s31 является формирование глубокой области, соединяющей район Лофотенского вихря с областью максимальных градиентов глубины скандинавского шельфа, называемой в англоязычных источниках Lofoten Escarpment (Лофотенский откос). Некоторые исследователи считают

(см. [24]), что именно здесь чаще всего происходит отрыв мезомасштабных вихрей от Норвежского склонового течения и их последующий дрейф в направлении к Лофотенскому вихрю. Однако более поздние исследования это не подтвердили [11, 12]. Формирование этой специфической области начинается еще осенью с образования двух центров заглубленных областей (см. также рис. 2), усиливается зимой, весной еще наблюдаются два центра, но уже летом они соединяются в единую область, вытянутую с востока на запад.

Поверхность s21 почти идентична поверхности s31, но только глубины на 100–200 м больше. Однако в отличие от s41 и s31, на поверхности s21 отсутствуют полосы с мелкими глубинами, разделяющие акваторию на две части.

Поверхность s07 менее всего подвержена сезонной изменчивости. Как и на s31 и s21, на s07 присутствует зонально вытянутая область, соединяющая скандинавский склон и с областью расположения Лофотенского вихря, которая в [24] называется «большим тепловым бассейном» региона.

Таблицы 1 и 2 также характеризуют сезонную изменчивость  $\delta$ -поверхностей. Для поверхности s41 максимальная глубина достигается в восточной части акватории у скандинавского шельфа, а на остальных поверхностях — в области расположения Лофотенского вихря (за исключением нескольких карт для s31, где максимумы достигаются в восточной части бассейна). Оказалось, что на этих поверхностях максимальная глубина достигается не зимой или весной, как ожидалось, — непосредственно в периоды глубокой конвекции (см. [16]), а летом (табл. 1). Более того, области с наибольшими глубинами летом также имеют максимальную площадь, а зимой как раз минимальны (табл. 2). Это означает, с одной стороны, определенную инерцию изменения термохалинных характеристик атлантических водных масс, а с другой — показывает сдвиг на 1–2 сезона влияния глубокой конвекции на форму изостерических поверхностей.

Мы также проанализировали сезонную изменчивость изменения температуры на изостерических поверхностях (не показано). Ограничимся здесь краткими сведениями проведенного анализа. На поверхности s41 максимальные температуры, превышающие 6 °С, достигаются в центральной части котловины, причем, область максимальных температур на всех поверхностях вытянута в направлении к северо-востоку. Изотермы также имеют наклон на северо-восток с постепенно уменьшающимися до нуля значениями в направлении хребта Мона. На поверхности s31 наклон на северо-восток сохраняется, а области максимальных температур 5 °С еще более смещаются к северо-востоку. Однако на поверхности s21 вытянутая на северо-восток полоса с максимальными значениями 3 °С сдвигается к северо-западной части котловины, ближе к южной части хребта Мона. В целом распределение температуры на s21 достаточно однородно в течение всего года. Неожиданно то, что максимальные температуры (3 °С) на s21 наблюдаются зимой

Таблица 1

**Максимальная глубина (м) залегания изостерической  $\delta$ -поверхности за различные сезоны по данным 1993–2018 гг.**

**The maximum depths (m) of the  $\delta$ -surfaces for different seasons for 1993 to 2018**

| $\delta$ -поверхность | Зима | Весна | Лето | Осень |
|-----------------------|------|-------|------|-------|
| s41, м                | 591  | 559   | 570  | 587   |
| s31, м                | 649  | 620   | 701  | 667   |
| s21, м                | 758  | 801   | 848  | 833   |
| s07, м                | 1055 | 1091  | 1131 | 1117  |

Таблица 2

**Площадь области на изостерической поверхности s07 внутри изобаты 900, 1000 и 1050 м за различные сезоны по данным 1993–2018 гг.**

**The areas of the  $\delta$ -surface s07 bounded by 900, 1000 and 1050 m isobaths for the different seasons for 1993 to 2018**

| Характеристика                           | Зима   | Весна  | Лето   | Осень  |
|--|--------|--------|--------|--------|
| S <sub>900</sub> (s07), км <sup>2</sup>  | 110092 | 114432 | 133710 | 134241 |
| S <sub>1000</sub> (s07), км <sup>2</sup> | 9774   | 23902  | 55089  | 51024  |
| S <sub>1050</sub> (s07), км <sup>2</sup> | 713    | 5862   | 11367  | 7748   |

и весной, а не летом или осенью, как ожидалось. Температурный минимум (менее 0 °C) на всех трех поверхностях s41, s31 и s21 также наблюдается зимой с локализацией у северного склона хребта Мона, что, возможно, связано с проникновением холодных вод Гренландского моря. Распределение температуры на поверхности s07 достаточно однородно со значениями, колеблющимися около нуля.

#### 4.5. Вертикальные разрезы изостерических поверхностей

На рис. 6, а (см. вклейку) представлен вертикальный разрез  $\delta$ -поверхности вдоль 70° с.ш., а на рис. 7 — соответствующие распределения термохалинных характеристик (см. вклейку). Отметим, что разрез вдоль 70° с.ш. пересекает Лофотенскую котловину в одном из самых широких мест, проходит над её максимальными глубинами и проходит по области наиболее вероятного нахождения Лофотенского вихря [9, 18].

Анализ рис. 6 и 7 приводит к следующим выводам: (1) в прибрежной области наблюдается сильное сгущение изостер, что, вероятно, связано с характерным для весеннего периода в данных широтах материковым стоком пресных вод, образующих район менее солёных и, следовательно, менее плотных вод; (2) в целом наблюдается поднятие изостер с востока на запад, но при этом имеется характерное заглубление поверхностей на долготях 3.0–3.5° в.д., обусловленное присутствию в этой части котловины квазипостоянного Лофотенского вихря [9]. В западной части разреза у более глубоких  $\delta$ -поверхностей (s07, s21, s31) наблюдается выраженная приуроченность изостер к донной топографии (рис. 6, б): на 1.5° в.д. и 1° з.д., где имеется резкое повышение рельефа, угол наклона изостер резко возрастает. На континентальном склоне наклон изостер  $\delta \times 10^7 > 1$  также значителен и направлен вниз, при этом чем выше расположена поверхность, тем больше угол наклона. Это связано с проходящим в прибрежной области Норвежским прибрежным течением.

На рис. 7 представлены распределения по глубине температуры (а) и солёности (б) вдоль разреза по 70° с.ш. Характер расположения изотерм и изохалин на рассматриваемом разрезе очень схож. И изотермы, и изохалины имеют аналогичное изостерам углубление на долготе 3.0–3.5° в.д. на глубинах 500–900 м, которое соответствует положению Лофотенского вихря. Наиболее солёный слой (более 35.15 ‰) находится в восточной части разреза на подповерхностном горизонте на глубине ~50–300 м. Он вызван проходящим в этом месте Норвежским течением, переносящим солёные атлантические воды. Над ним, в непосредственной близости от берега, расположен распреснённый поверхностный слой (до 34.24 ‰), связанный с материковым стоком пресных вод. Максимальная температура (более 7 °C) наблюдается в поверхностном слое на долготях 10.5–16.5° в.д., при этом наблюдается понижение температуры в сторону скандинавского шельфа.

Распределение температуры и солёности также было рассмотрено как функция от  $\delta$ , то есть рассматривалось изменение характеристик на различных  $\delta$  (рис. 7, в, г). Белая область слева сверху свидетельствует о выходе изостеры на поверхность на соответствующей долготе, аналогичная область справа — выход на материковый склон. В первую очередь бросается в глаза равномерное, почти горизонтальное расположение изотерм (рис. 7, в), они хорошо соответствуют  $\delta$ , то есть на протяжении любой  $\delta$ -поверхности температура меняется слабо (особенно в восточной части разреза). Это говорит о том, что термохалинную структуру вод в Лофотенской котловине в основном определяет температура. Распределение изохалин (рис. 7, г) также близко к горизонтальному, однако между  $\delta$ -поверхностями 4 и 5 ( $\delta \times 10^7$ ) наблюдается слой более солёных вод, отмеченный ранее при рассмотрении изменения солёности по глубине (рис. 7, б).

#### 5. Выводы

На основе данных океанического реанализа GLORYS12V1 для Лофотенской котловины проанализированы четыре изостерические  $\delta$ -поверхности: s41, s31, s21 и s07. Рассчитаны распределения температуры и солёности на этих поверхностях, а также глубина их залегания. Установлено, что изостерические поверхности в Лофотенской котловине расположены со значительным наклоном в направлении с запада на восток (рис. 2). Это означает, что заглубление атлантических вод в котловине происходит в направлении, противоположном доминирующему направлению вихрей, переносящих теплые и соленые воды Норвежского склонового течения в центральную часть котловины [9, 11, 12, 32]. Так как эти процессы разнонаправлены, это приводит к увеличению продолжительности нахождения атлантических вод в котловине и усилению ее роли как теплового резервуара в регионе.

Максимальное заглубление изостерических поверхностей происходит в центре Лофотенской котловины, где наблюдается квазипостоянный Лофотенский вихрь. Зимняя конвекция проникает на глубины,

превышающие 1000 м, способствуя ежегодной регенерации вихря, и еще больше усиливает заглубливание изостер и создание большого «теплового бассейна» в этом месте. Струи Норвежского склонового течения также создают значительное заглубливание изостер вдоль норвежского материкового склона, которое прослеживается до глубин 700–750 м.

Рассчитанные максимумы глубин изостерических поверхностей s31, s21 и s07 в среднем больше на 100–300 м, чем это отмечалось в более ранних исследованиях. Замкнутое углубление в центре Лофотенской котловины наблюдается уже на  $\delta$ -поверхности s31, тогда как в работе [24] оно появляется только на s21.

В межгодовой изменчивости максимум глубины поверхности s07 наблюдается в 2010 г., который отмечается как год аномально больших глубин верхнего квазиоднородного слоя Лофотенской котловины, подтвержденных измерениями буев ARGO. Максимумы глубины залегания поверхности s07 в 2000, 2010, 2013 и 2016 гг. соответствуют годам глубокой конвекции [16].

При этом максимальные площади, ограниченные изолиниями высоких значений глубин s07, не соответствуют годам максимальной конвекции. Наибольшие площади, ограниченные изолиниями 900, 1000 и 1050 м, были в 1994, 2003, 2009 и 2014 гг. Есть основания предполагать, что глубокая конвекция может проявляться как большими глубинами верхнего квазиоднородного слоя в небольшой ограниченной области, так и меньшими глубинами, но распространяющиеся на большую площадь.

Наибольшая сезонная изменчивость характерна для s41, где максимальная глубина достигается в восточной части акватории у скандинавского шельфа, а на остальных поверхностях — в области расположения Лофотенского вихря (за исключением нескольких карт для s31, где максимумы достигаются в восточной части бассейна).

Выявлено, что на поверхностях s31, s21 и s07 максимальная глубина достигается не зимой или весной, непосредственно в периоды глубокой конвекции, а летом. Области с наибольшими глубинами летом также имеют максимальную площадь, а зимой минимальны. Это означает, с одной стороны, определенную инерцию изменения термохалинных характеристик атлантических водных масс, а с другой — сдвиг на 1–2 сезона влияния глубокой конвекции на изостерические поверхности.

В целом, изопикническая адвекция в Лофотенской котловине, как и диапикническое перемешивание, играют значительную роль в процессах, определяющих котловину как основной тепловой резервуар субарктических морей.

## 6. Финансирование

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

## Литература

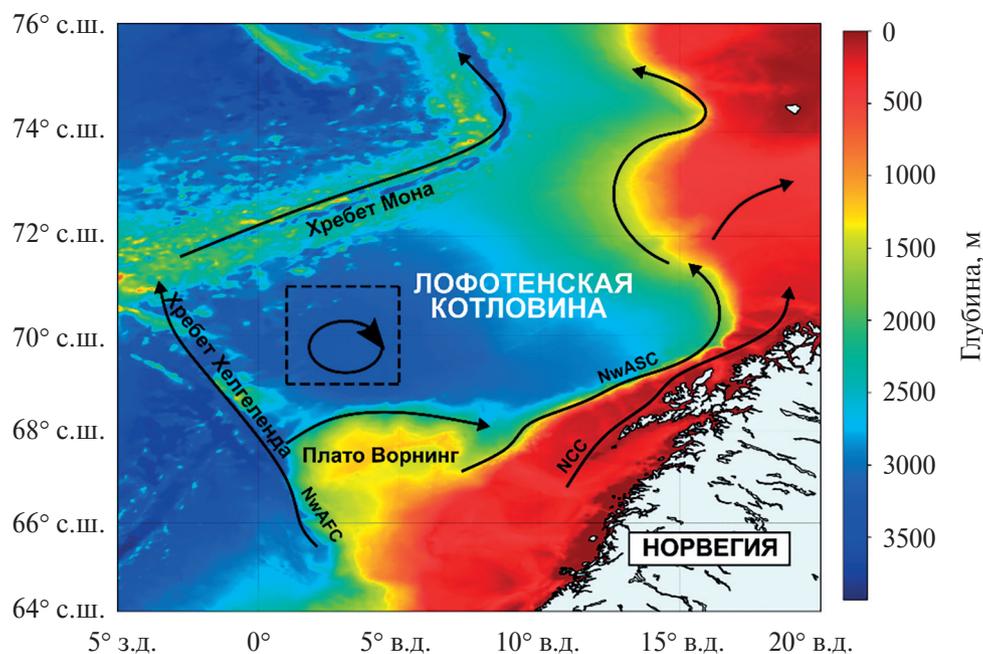
1. *Blindheim J., Østerhus S.* The Nordic Seas, Main Oceanographic Features // Geophysical Monograph Series. 2013. P. 11–37. doi: 10.1029/158GM03
2. *Andersson M., Orvik K.A., LaCasce J.H., Koszalka I., Mauritzen C.* Variability of the Norwegian Atlantic Current and associated eddy field from surface drifters // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 116(C8). doi: 10.1029/2011jc007078
3. *Poulain P.M., Warn-Varnas A., Niiler P.P.* Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 18237–18258. doi: <https://doi.org/10.1029/96JC00506>
4. *Orvik K.A.* The deepening of the Atlantic water in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea, demonstrated by using an active reduced gravity model // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31, L01306. doi: 10.1029/2003GL018687
5. *Gascard J.-C., Mork K.A.* Climatic importance of large-scale and mesoscale circulation in the Lofoten Basin deduced from Lagrangian observations // Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Defining the Role of the Northern Seas in Climate / Ed. by Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. Springer Science. 2008. P. 131–144.
6. *Dugstad J., Fer I., LaCasce J., Sanchez de La Lama M., Trodahl M.* Lateral heat transport in the Lofoten Basin: Near-surface pathways and subsurface exchange // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. P. 2992–3006. doi: 10.1029/2018JC014774
7. *Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P.* Evaluation of Heat and Salt Transports by Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043>
8. *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 // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40, N 4. P. 738–743. doi: 10.1002/grl.50126
9. *Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R.* Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep-Sea Res. I. 2015. V. 105. P. 142–157. doi: 10.1016/j.dsr.2015.09.001
10. *Isachsen P.E.* Baroclinic instability and the mesoscale eddy field around the Lofoten Basin // Journal of Geophysical Research. 2015. V. 120, N 4. P. 2884–2903. doi: <https://doi.org/10.1002/2014JC010448>

11. *Zinchenko V.A., Gordееva S.M., Sobko Yu.V., Belonenko T.V.* Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 3. С. 46–54. doi: 10.7868/S2073667319030067
12. *Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A., Raj R.P., Belonenko T.* Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // *Advanced in Space Research*. 2020. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.029>
13. *Rosby T., Prater M.D., Soiland H.* Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114, C04011. doi: 10.1029/2008JC005073
14. *Søiland H., Chafik L., Rossby T.* On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. P. 4438–4449. doi: 10.1002/2016JC011726
15. *Alexeev V.A., Ivanov V.V., Repina I.A., Lavrova O. Yu., Stanichny S.V.* Convective structures in the Lofoten Basin based on satellite and Argo data // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016. V. 52, N 9. P. 1064–1077. doi: <https://doi.org/10.1134/S0001433816090036>
16. *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. Т. 64, № 3. С. 491–511. doi: 10.21638/spbu07.2019.308
17. *Segtman O.H., Furevik T., Jenkins A.D.* Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed from atmospheric reanalysis and ocean observations // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116(C11). doi: 10.1029/2011jc006939
18. *Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К.* Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2014. Сер. 7. № 2. С. 108–121.
19. *Башмачников И.Л., Белоненко Т.В., Куйбин П.А.* Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристики Лофотенского вихря Норвежского моря // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2017. Т. 62, № 3. С. 221–236. doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.301
20. *Белоненко Т.В., Башмачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А.* О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском вихре Норвежского моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53, № 6. С. 728–737. doi: 10.7868/S0003351517060071
21. *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 Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017. V. 128. P. 1–27. doi: 10.1016/j.dsr.2017.08.001
22. *Bashmachnikov I., Belonenko T., Kuibin P., Volkov D., Foux V.* Pattern of vertical velocity in the Lofoten vortex (the Norwegian Sea). *Ocean Dynamics*. 2018. V. 68, N 12. P. 1711–1725. doi: 10.1007/s10236-018-1213-1
23. *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. doi: 10.21638/spbu07.2018.406
24. *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 Research I*. 2009. V. 56, N 11. P. 1955–1971.
25. *Søiland H., Rossby T.* On the structure of the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. V. 118. P. 4201–4212. doi: 10.1002/jgrc.20301
26. *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 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. P. 6814–6834. doi: 10.1002/2017JC012982
27. *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. P. 1299–1316. doi: 10.1175/JPO-D-17-0244.1
28. *Bosse A., Fer I.* Hydrography of the Nordic Seas, 2000–2017: A merged product. 2018. doi: 10.21335/NMDC-1131411242
29. *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. V. 96. P. 1–14.
30. *Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., Halo I.* Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. P. 4503–4521. doi: 10.1002/2016JC011637
31. *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, N 5, ES5004. doi: 10.2205/2019ES000676
32. *Köhl A.* Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37. P. 2637–2651.
33. *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.
34. *Marshall J., Schott F.* Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37, N 1. P. 1–64. doi: 10.1029/98RG02739
35. *IOC, SCOR and IAPSO.* The international thermodynamic equation of seawater — 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56. UNESCO (English). 2010. 196 p.

## References

1. *Blindheim J., Østerhus S.* The Nordic Seas, Main Oceanographic Features. *Geophysical Monograph Series*. 2013, 11–37. doi: 10.1029/158GM03
2. *Andersson M., Orvik K.A., LaCasce J.H., Koszalka I., Mauritzen C.* Variability of the Norwegian Atlantic Current and associated eddy field from surface drifters. *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116(C8). doi: 10.1029/2011jc007078
3. *Poulain P.M., Warn-Varnas A., Niiler P.P.* Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research*. 1996, 101, 18237–18258.
4. *Orvik K.A.* The deepening of the Atlantic water in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea, demonstrated by using an active reduced gravity model. *Geophysical Research Letters*. 2004, 31, L01306. doi: 10.1029/2003GL018687
5. *Gascard J.-C., Mork K.A.* Climatic importance of large-scale and mesoscale circulation in the Lofoten Basin deduced from Lagrangian observations. *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Defining the Role of the Northern Seas in Climate* / Ed. by Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. *Springer Science*. 2008, 131–144.
6. *Dugstad J., Fer I., LaCasce J., Sanchez de La Lama M., Trodahl M.* Lateral heat transport in the Lofoten Basin: Near-surface pathways and subsurface exchange. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019, 124, 2992–3006. doi: 10.1029/2018JC014774
7. *Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P.* Evaluation of Heat and Salt Transports by Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043>
8. *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. *Geophysical Research Letters*. 2013, 40, 4, 738–743. doi: 10.1002/grl.50126
9. *Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R.* Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model. *Deep-Sea Res. I*, 2015, 105, 142–157. doi: 10.1016/j.dsr.2015.09.001
10. *Isachsen P.E.* Baroclinic instability and the mesoscale eddy field around the Lofoten Basin. *Journal of Geophysical Research*. 2015, 120, 4, 2884–2903.
11. *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, 12, 3, 46–54 (in Russian). doi: 10.7868/S2073667319030067
12. *Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A., Raj R.P., Belonenko T.* Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry. *Advanced in Space Research*. 2020. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.029>
13. *Rosby T., Prater M.D., Soiland H.* Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas. *Journal of Geophysical Research*. 2009, 114, C04011. doi: 10.1029/2008JC005073
14. *Søiland H., Chafik L., Rosby T.* On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016, 121, 4438–4449. doi: 10.1002/2016JC011726
15. *Alexeev V.A., Ivanov V.V., Repina I.A., Lavrova O. Yu., Stanichny S.V.* Convective structures in the Lofoten Basin based on satellite and Argo data. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016, 52, 9, 1064–1077. doi: 10.1134/S000143381609003
16. *Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Belonenko T.V.* Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2019, 4, 3, 491–511 (in Russian). doi: 10.21638/spbu07.2019.308
17. *Segtman O.H., Furevik T., Jenkins A.D.* Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed from atmospheric re-analysis and ocean observations. *Journal of Geophysical Research*. 2011, 116(C11). doi: 10.1029/2011jc006939
18. *Belonenko T.V., Volkov D.L., Ozhigin V.K., Norden Yu.E.* Circulation of waters in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2014, Ser. 7, 2, 108–121 (in Russian).
19. *Bashmachnikov I.L., Belonenko T.V., Kuibin P.A.* The application of the theory of the columnar Q-vortex with helical structure to the description of the dynamic characteristics of the Lofoten vortex of the Norwegian sea. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 62, 3, 221–336 (in Russian). doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.301
20. *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, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017, 53, 6, 641–649 (in Russian). doi: 10.1134/S0001433817060032
21. *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 Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017, 128, 1–27. doi: 10.1016/j.dsr.2017.08.001
22. *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. doi: 10.1007/s10236-018-1213-1
23. *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 of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2018, 63 (4), 502–519 (in Russian). doi: 10.21638/spbu07.2018.406

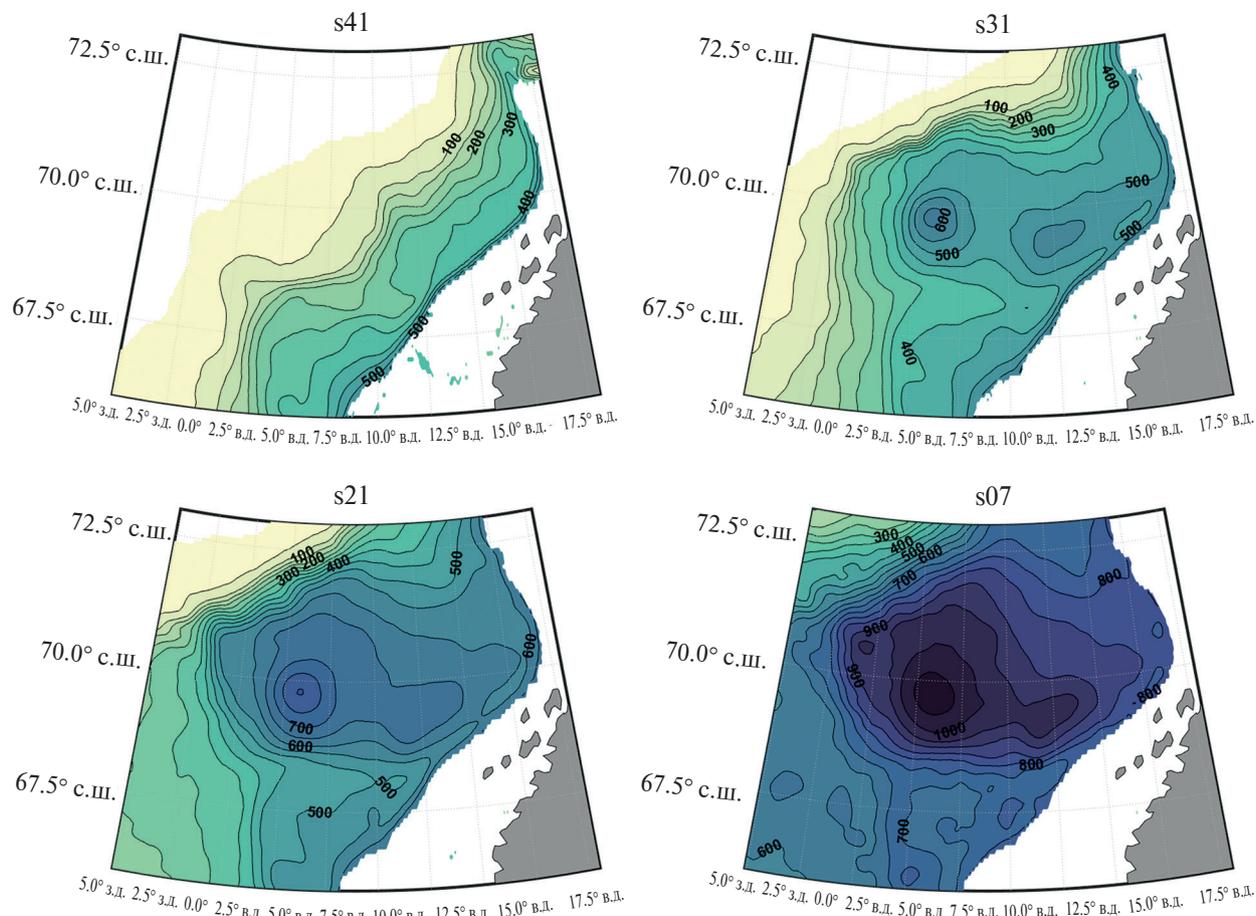
24. Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S. An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin. *Deep-Sea Research I*. 2009, 56, 11, 1955–1971.
25. Søiland H., Rossby T. On the structure of the Lofoten Basin Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013, 118, 4201–4212. doi: 10.1002/jgrc.20301
26. 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017, 122, 6814–6834. doi: 10.1002/2017JC012982
27. Fer I., Bosse A., Ferron B., Bouruet-Aubertot P. The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy. *J. Phys. Oceanogr.* 2018, 48, 1299–1316. doi: 10.1175/JPO-D-17-0244.1
28. Bosse A., Fer I. Hydrography of the Nordic Seas, 2000–2017: A merged product. 2018. doi: 10.21335/NMDC-1131411242
29. 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.
30. Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., Halo I. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016, 121, 4503–4521. doi: 10.1002/2016JC011637
31. 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
32. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin. *J. Phys. Oceanogr.* 2007, 37, 2637–2651.
33. Bloshkina E.V., Ivanov V.V. Convective structures in the Norwegian and Greenland Seas based on simulation results with high spatial resolution. *Proceedings of the Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation*. 2016, 361, 146–168 (in Russian).
34. Marshall J., Schott F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Rev. Geophys.* 1999, 37, 1, 1–64. doi: 10.1029/98RG02739
35. IOC, SCOR and IAPSO. The international thermodynamic equation of seawater — 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56. UNESCO (English)*. 2010. 196 p.



**Рис. 1.** Район исследования. Цветом показана топография дна (м), черными стрелками — ветви Норвежского течения (используются международные обозначения): NwASC (Norwegian Atlantic Slope Current) — Норвежское склоновое течение, NCC (Norwegian Coastal Current) — Норвежское прибрежное течение, NwAFC (Norwegian Atlantic Frontal Current) — Норвежское фронтальное течение. Положение антициклонического Лофотенского вихря показано круговой стрелкой. Район наиболее вероятного расположения ЛВ показан пунктиром.

**Fig. 1.** The study area. The bathymetry (m) is shown in color, the black arrows indicate the branches of the Norwegian current: NwASC — Norwegian Atlantic Slope Current, NCC — Norwegian Coastal Current, NwAFC — Norwegian Atlantic Frontal Current. The position of the anticyclonic Lofoten Vortex is shown by the circular arrow. The region of the most probable the Lofoten vortex location is shown by the dotted line.

К статье *Новоселова Е.В., Белоненко Т.В.* Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине  
Норвежского моря  
*Novoselova E.V., Belonenko T.V.* Isopycnal advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea



**Рис. 2.** Средняя глубина  $\delta$ -поверхностей s41, s31, s21 и s07 весной. Изолинии проведены через каждые 50 м и подписаны через одну. Минимальная изображаемая цветом глубина равна 0.5 м.

**Fig. 2.** The average depth of the  $\delta$ -surfaces s41, s31, s21 and s07 in spring. Contours are drawn every 50 m and signed alternately via one. The minimum color depth is 0.5 m.

К статье Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря  
 Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Isopycnal advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea

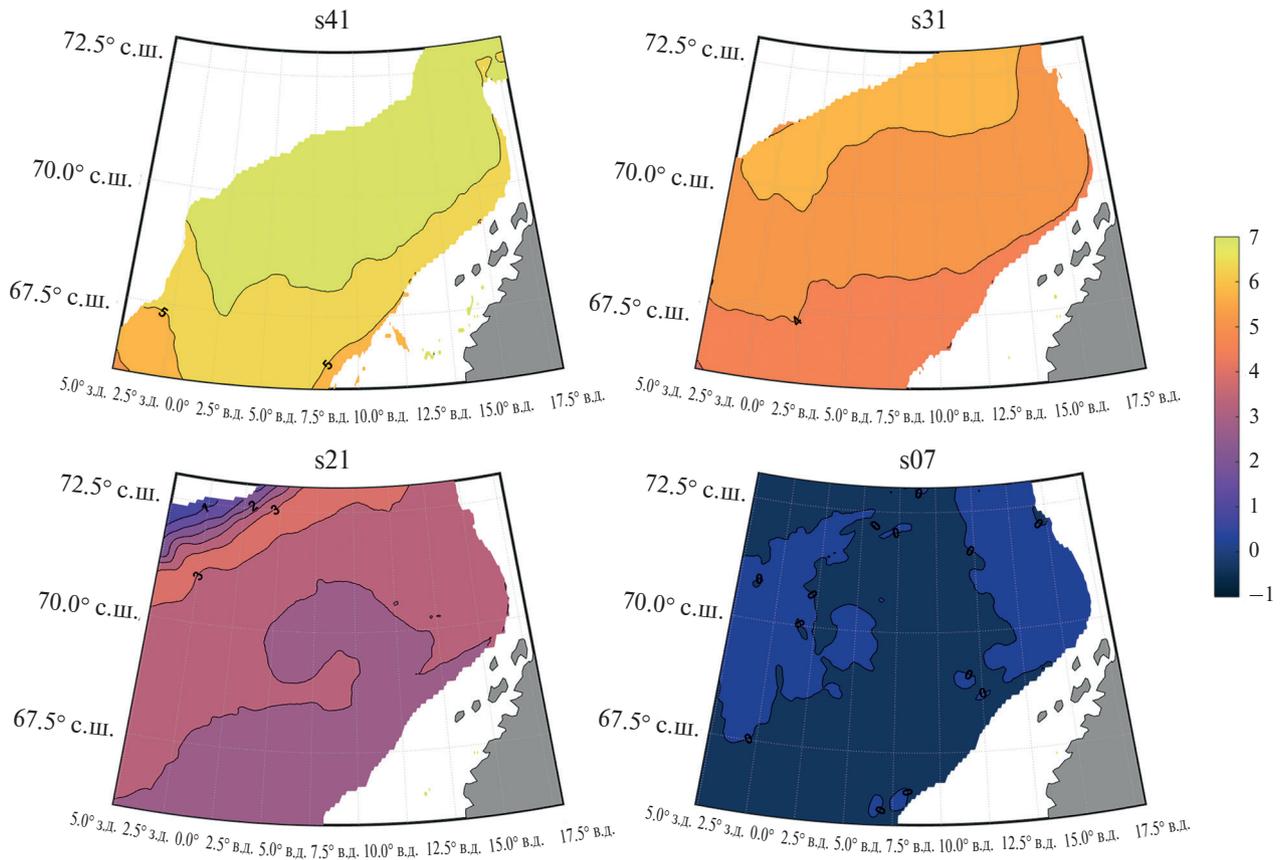


Рис. 3. Среднеголетние распределения температуры воды на  $\delta$ -поверхностях s41, s31, s21 и s07 в весенний период. Изолинии проведены через каждые 0,5 °C и подписаны через одну.

Fig. 3. Mean temperature on the  $\delta$ -surfaces of s41, s31, s21, and s07 in spring. Contours are drawn every 0.5 °C and signed alternately one.

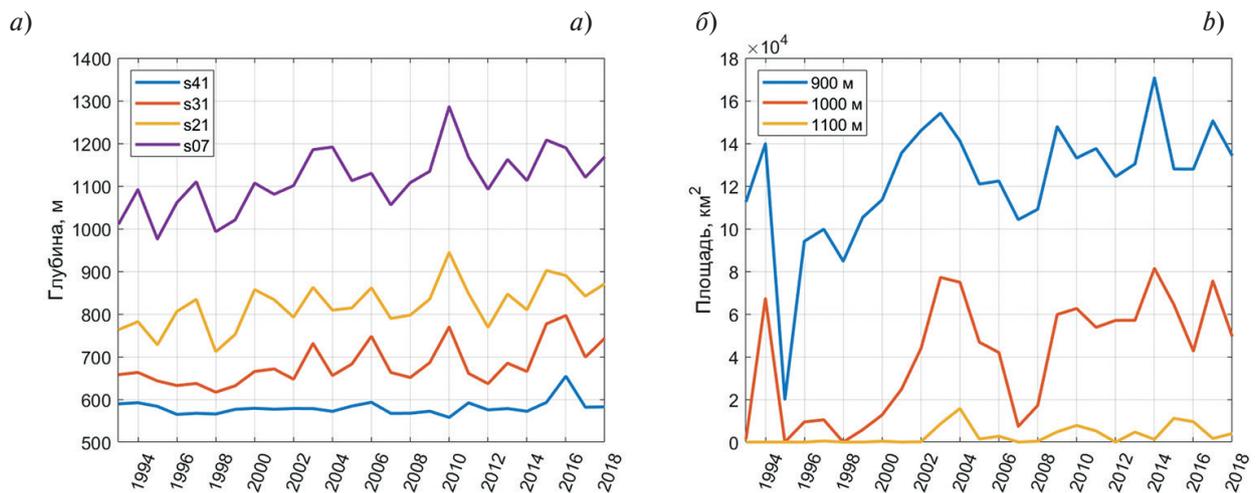


Рис. 4. Межгодовая изменчивость максимальной глубины 4-х изостерических поверхностей (а); площадь области, ограниченная изобатами 900, 1000 и 1100 м на поверхности s07 (б).

Fig. 4. Interannual variability of the maximum depth of the isosteric surfaces (a); the values of surface area bounded by the isobates 900, 1000, and 1100 m on the surface s07 (b).

К статье Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине  
Норвежского моря  
Novoselova E.V., Belonenko T.V. Isopycnal advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea

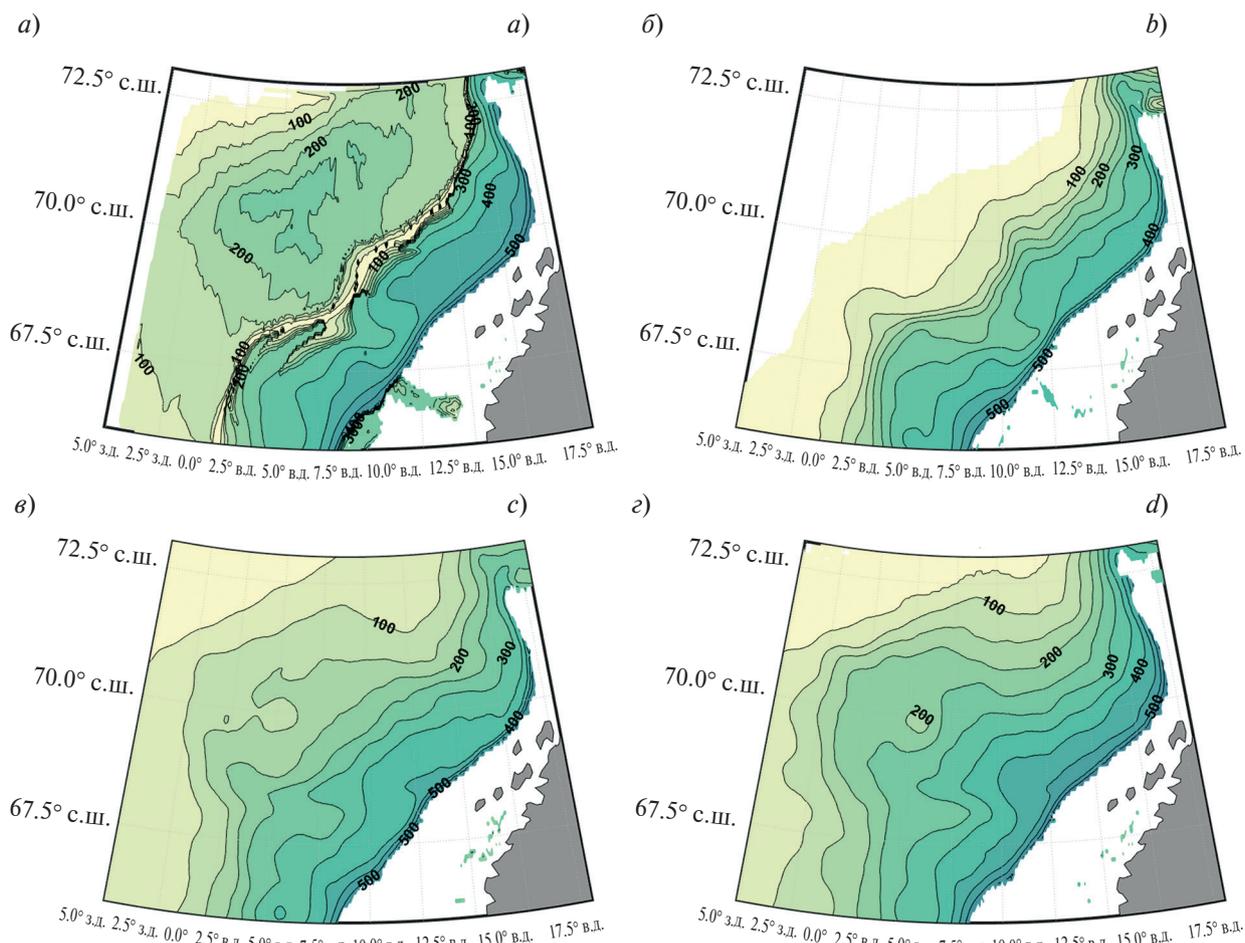
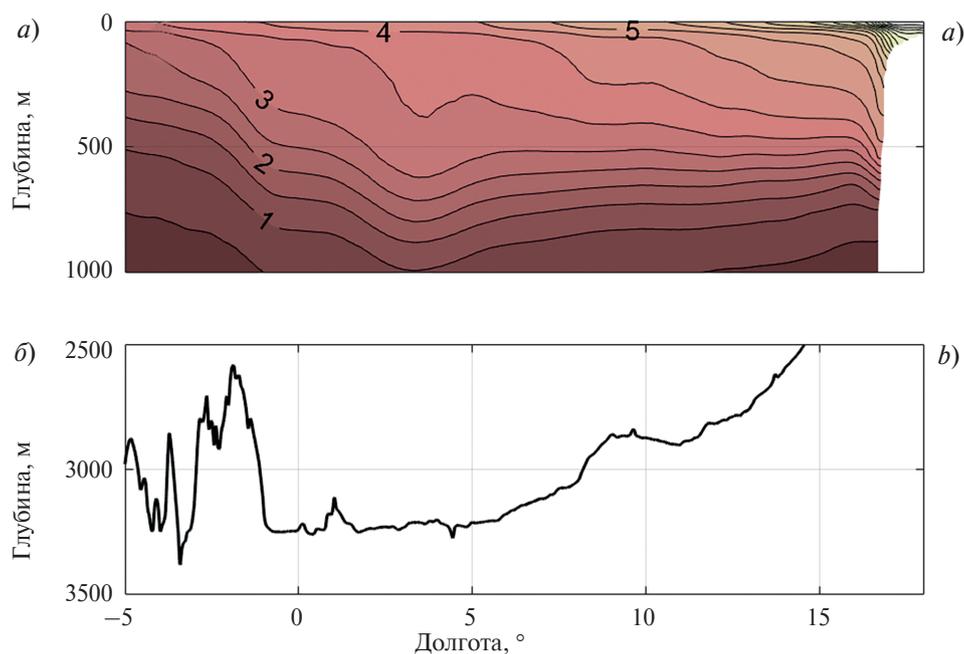


Рис. 5. Средняя глубина  $\delta$ -поверхности  $s_{41}$  зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г). Изолинии проведены через каждые 50 м и подписаны через одну. Минимальная изображаемая цветом глубина — 0.5 м.

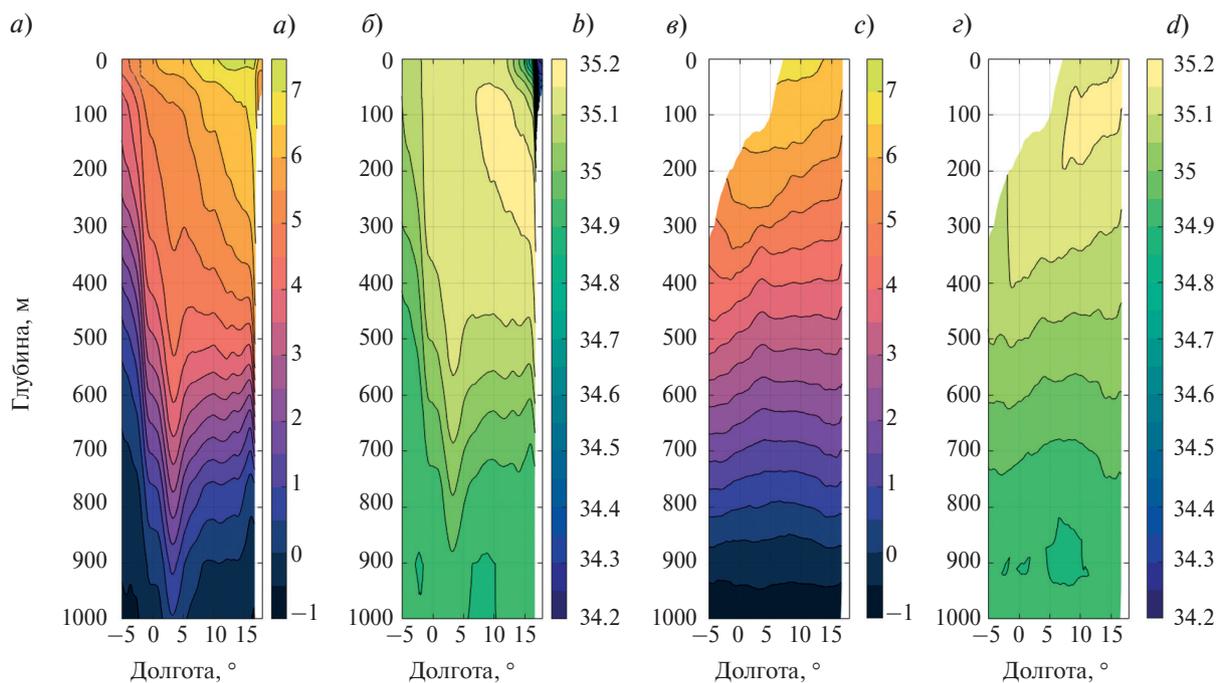
Fig. 5. Average depth of the  $\delta$ -surface of  $s_{41}$  in winter (a), spring (b), summer (c) and autumn (d). Isolines are drawn every 50 m and signed alternately via one. The minimum color depth is 0.5 m.

К статье *Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря*  
*Novoselova E.V., Belonenko T.V. Isopycnal advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea*



**Рис. 6.** Аномалия удельного объёма ( $\delta \times 10^7 \text{ м}^3/\text{кг}$ ) вдоль разреза по  $70^\circ$  с.ш. в зависимости от глубины (а) и соответствующий профиль рельефа дна (б).

**Fig. 6.** Specific volume anomaly ( $\delta \times 10^7 \text{ m}^3/\text{kg}$ ) on the cross-section along  $70^\circ$  N depending on depth (a) and the corresponding bottom topography profile (b).



**Рис. 7.** Вертикальные разрезы вдоль  $70^\circ$  с.ш. температуры (а) и солёности (б) в зависимости от глубины. Температура (в) и солёность (г) как функции от аномалии удельного объёма. Изолинии проведены через каждые  $0,5^\circ\text{C}$  и  $0,05\text{‰}$  и подписаны через одну. Представлены осредненные данные за весенний период 1993–2018 гг.

**Fig. 7.** Zonal cross-sections of temperature (a) and salinity (b) along  $70^\circ$  N. Temperature (c) and salinity (d) as a function of specific volume anomaly. Contours are drawn every  $0.5^\circ\text{C}$  and  $0.05\text{‰}$  and alternately via one. The average data is presented for the spring period 1993–2018.