

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ХОЛОДНОЕ ПЯТНО НАД ЛОФОТЕНСКИМ ВИХРЕМ

© 2022 г. В. С. Травкин^а, *, Т. В. Белоненко^а, А. А. Кубряков^б

^аСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

^бМорской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*E-mail: v.travkin@spbu.ru

Поступила в редакцию 10.12.2021 г.

В работе проводится совместный анализ данных Aqua/MODIS, океанического реанализа GLO-RYS12V1 и атмосферного реанализа ERA5. Рассматривается квазипостоянный Лофотенский вихрь, расположенный в Норвежском море. Анализ карт SST обнаруживает существование холодного пятна в области расположения Лофотенского вихря в летне-осенний период. Совместный анализ спутниковых карт и данных GLO-RYS12V1 показывает, что основной причиной образования холодного пятна является подъем изопикн верхнего купола вихря и разрушение прогретого слоя, в результате чего более холодные изотермы выходят на поверхность. Выявлено, что во многих случаях холодное пятно сдвигается на периферию вихря в юго-восточном направлении, причем сдвиг может составлять несколько десятков километров. Причиной может являться вихревая адвекция частиц в антициклоническом вихре. Показано, что наряду с образованием холодного пятна наблюдается уменьшение на 10–30 м глубины верхнего квазиоднородного слоя над Лофотенским вихрем в летне-осенний период. Образование холодного пятна на поверхности воды сопровождается понижением температуры в приводных слоях атмосферы.

Ключевые слова: Лофотенский вихрь, линза, холодное пятно, прогретый слой, Aqua/MODIS, GLO-RYS12V1, реанализ ERA5, SST, SSH

DOI: 10.31857/S0205961422040066

ВВЕДЕНИЕ

Граница раздела океана и атмосферы является сложной термодинамической системой, в которой непрерывно протекают разнообразие по физической природе процессы, переносящие энергию из одной области системы в другую. Мировой океан является самой крупной подстилающей поверхностью атмосферы, играя ключевую роль в ее изменчивости за счет поглощения и выделения в атмосферу большей части солнечной энергии (Sun, Wu, 2021). На перераспределение тепла в Мировом океане от тропиков к полярным областям оказывает значительное влияние меридиональная термохалинная циркуляция (Richards, Straneo, 2015). Развитие глубокой конвекции в зимний период в высоких широтах приводит к вертикальному опусканию теплых и соленых вод и последующему формированию глубинных течений, представляющих собой нижнюю ветвь меридиональной термохалинной циркуляции. При этом наблюдается существенное влияние мезомасштабных вихрей на изменение термохалинных характеристик локальных водных масс (Richards, Straneo, 2015; Belonenko et al, 2020). При взаимодействии поверхности вод с атмосферой часть тепла высвобождается и переходит в атмосферу. Особо активные области океана, где обмен энергией с атмосферой осуществляется наиболее интенсивно, получили название “очаги взаимодействия океана и атмосферы” (Тимонов и др.,

1970; Лаппо и др., 1990). В Северной Атлантике в современных условиях глобального потепления и формировании короткопериодных колебаний климата очаги взаимодействия океана и атмосферы имеют важное значение. Одним из них является Норвежская энергоактивная зона с центром в Лофотенской котловине, расположенной в глубоководной части Норвежского моря. Соседство с Арктическим бассейном и роль Лофотенской котловины, как транзитного региона для атлантических вод, заставляет считать ее климатическое значение исключительно важным (Малинин и Шмакова, 2018). В центральной части котловины, где наблюдается увеличение толщины атлантических вод в промежуточном слое и где расположен квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь, происходит активная передача тепла из океана в атмосферу (Richards, Straneo, 2015, Новоселова и Белоненко, 2020; Fedorov et al., 2021). Это способствует активному развитию глубокой зимней конвекции и обновлению глубинных атлантических вод.

Оценка среднемноголетних годовых значений суммарной теплоотдачи (значения турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение) в Норвежской энергоактивной зоне с центром в Лофотенской котловине составляет 125 Вт/м² (Малинин и Шмакова, 2018). В зимний период Лофотенская котловина характеризуется потерями тепла порядка 80 Вт/м² (Isachsen et al., 2007; Rich-

ards, Straneo, 2015), что способствует развитию конвекции до глубин более 1000 м (Yu et al., 2017; Raj et al., 2015; Fedorov et al., 2019).

Потери тепла в океане связаны с его охлаждением. Изменения стабильности и шероховатости морской поверхности, а также флуктуации скорости ветра способствуют развитию аномалий поверхностного потока тепла. Увеличение температуры поверхности океана (SST – Sea Surface Temperature) приводит к росту теплового потока, тогда как ее уменьшение способствует меньшему восходящему тепловому потоку, при этом более низкие скорости ветра приводят к существенной адаптации атмосферной влажности и температуры к быстро меняющейся SST, что в свою очередь способствует меньшим аномалиям теплового потока (Hausmann et al., 2017).

Прохождение ветра над относительно сильными градиентами SST, связанными с вихрями и океаническими фронтами, способствует развитию вертикальных и горизонтальных движений в нижележащих слоях за счет ослабления стратификации. Это приводит к дальнейшему росту разности между SST и температурой воздуха вблизи поверхности моря, особенно при высоких скоростях фонового ветра (Small et al., 2019). Чистый поток тепла на границе океан-атмосфера равен сумме солнечных потоков тепла (длинноволновая и коротковолновая радиация) и турбулентных потоков (скрытые и явные потоки тепла). Значения SST оказывают прямое влияние на оценки длинноволновой радиации и явных потоков тепла в атмосферу (Kumar et al., 2011).

В работе (Sun, Wu, 2021) исследуется пространственная зависимость между турбулентным тепловым потоком на поверхности и температурой воды на поверхности. Результаты численного моделирования показывают наличие корреляции между SST и оценками явных потоков тепла, что свидетельствует о тесной взаимосвязи между океаном и атмосферой. С другой стороны, отрицательная корреляция между этими характеристиками указывает на то, что потеря тепла с поверхности океана способствует уменьшению SST, что свидетельствует об атмосферном воздействии на океан. Другие исследования указывают на различия между потоками океан-атмосфера, связанными с мезомасштабными вихрями и значительно более крупными формами. Для масштабов менее 1000 км скорость ветра пропорциональна аномалиям SST, а дивергенция и завихренность напряжения ветра пропорциональна зональным и меридиональным градиентам SST (Schneider et al., 2015). Лофотенская котловина является тепловым резервуаром атлантических вод, заглубление которых в котловине определяет не только структуру ее водных масс, но и особенности процессов взаимодействия океан-атмосфера (Новоселова и Белоненко, 2020; Fedorov et al., 2021). В приповерхностном переносе тепла в Лофотенской кот-

ловине доминируют вклад среднего потока, поступающего с юга, и вихревая адвекция с востока.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ЛОФОТЕНСКОМ ВИХРЕ

Лофотенский вихрь (ЛВ) расположен в глубоководной части котловины (рис. 1). Наиболее вероятное положение центра вихря по контактным данным – 70° с.ш. 3.5° з.д. (Søiland et al., 2016), а по данным моделирования локализация ЛВ происходит в районе 69°–70° с.ш., 3°–5° в.д. ЛВ характеризуется локальным максимумом уровня моря и вихревой кинетической энергии (Volkov et al., 2015; Travkin, Belonenko, 2021). Зимняя конвекция является необходимым условием существования этого уникального природного феномена, так как она создает благоприятные условия его ежегодной регенерации (Блошкина и Иванов, 2016; Bashmachnikov et al., 2017). Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является захват мезомасштабных вихрей, отрывающихся от Норвежского течения (Белоненко и др., 2014; Volkov et al., 2015). Термохалинные характеристики ЛВ с теплым и соленым ядром существенно отличаются от характеристик окружающих вод (Yu et al., 2017; Белоненко и др., 2018; Travkin, Belonenko, 2019).

В данной работе совместно анализируются спутниковые карты SST (Sea Surface Temperature) – температуры поверхности и SSH (Sea Surface Height) – высоты поверхности океана. Анализ выявил, что в области расположения ЛВ значения SST понижены. Это означает, что на поверхности воды, а также в приводном слое океана над теплым ЛВ образуется холодное пятно. Анализ возможных причин наблюдаемого феномена является целью настоящей работы.

ДААННЫЕ И МЕТОДЫ

Все анализируемые данные получены из открытых источников. Их описание представлено в табл. 1.

Мы использовали данные GLORYS12V1 по глубине верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), рассчитанные по методу Кара (Kara et al, 2000), который позволяет определить глубину перемешанного слоя как значение глубины, на которой температура воды изменилась на определенную величину по сравнению с поверхностью.

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

где $\Delta\sigma$ – эмпирический критерий плотности морской воды, равный разности между плотностью на поверхности моря $\sigma(T_r, S_r)$ и $\sigma(T_h, S_h)$ плотностью воды с той же соленостью, но при температуре, которая на 0.2° меньше, чем на поверхности моря. Первый горизонт, на котором разность значений плотности превышает $\Delta\sigma$,

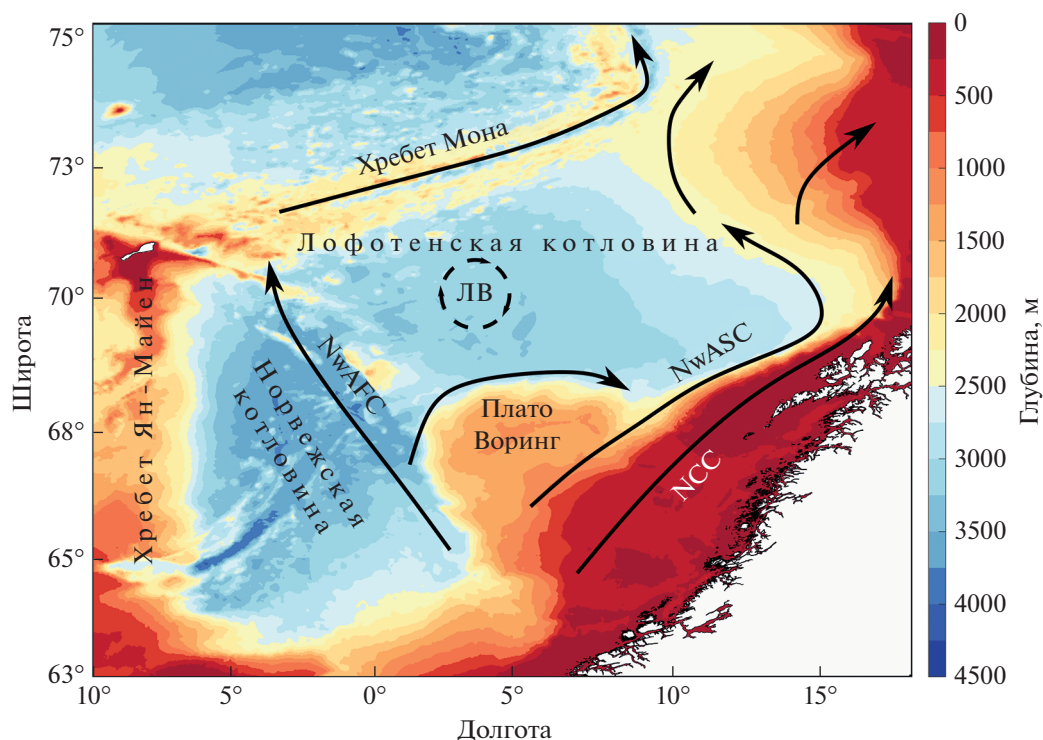


Рис. 1. Район исследования. Положение антициклонического Лофотенского вихря показано окружностью. Район наиболее вероятного расположения ЛВ показан пунктиром. Цветом показана топография дна (м), черными стрелками – ветви Норвежского течения (используются международные обозначения (Volkov et al., 2015): NwASC – Норвежское склоновое течение, NCC – Норвежское прибрежное течение, NwAFC – Норвежское фронтальное течение.

считается глубиной ВКС. Этот метод может использоваться только для профилей с высоким разрешением по вертикали.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Наблюдения холодного пятна над Лофотенским вихрем и его сезонный ход по спутниковым данным

Карта средних значений SST по спутниковым данным Aqua/MODIS в исследуемом районе, построенная с осреднением за 2002–2019 гг., выявляет холодное пятно над ЛВ с температурой на 1–2 град. ниже окружающих вод (рис. 2). Частота появления такого холодного пятна имеет сезонный ход. На картах, построенных по среднемесячным данным, видно, что холодное пятно существует только в летне-осенний период, в то время как зимой и весной оно отсутствует. Формирование холодного пятна над ЛВ начинается в июне. В этот период постепенно образуется сезонный термоклин, вихрь начинает приобретать линзовидную форму, и на поверхности воды возникает обширная область пониженных значений SST. К июлю эта область локализуется в области расположения ЛВ, и наиболее четко холодное пятно проявляется в августе-октябре.

В ноябре понижение температуры над ЛВ также отмечается на среднемесячных картах (рис. 3).

Понижение температуры поверхности воды в районе Лофотенского вихря на несколько градусов подтверждается множественными спутниковыми SST снимками в различные сезоны, однако в большинстве случаев “холодное пятно” над вихрем наблюдается в теплый сезон, чаще всего в августе–сентябре. Мы проанализировали карты SST за отдельные месяцы (MODIS за 2002–2019 и GLORYS12V1 за 1999–2019 гг.) и выявили, что в среднем аномалии температуры над вихрем составляет 1–2°, но в отдельные годы они могут достигать 4°.

Вертикальная структура ЛВ и ее особенности в различные сезоны по данным GLORYS

Для анализа причин появления холодного пятна и такого сезонного хода SST в вихре была исследована вертикальная структура вихря на основе реанализа GLORYS12V1. Эти данные демонстрируют, что ЛВ имеет ярко выраженную линзовидную структуру в согласии с предыдущими работами (см., например, Volkov et al., 2015; Блошкина и Иванов, 2016; Белоненко и др., 2018; Travkin, Belonenko, 2019). Ядро линзы расположено на глубинах 200–800 м (рис. 4, а). В верхней части купола положительные вертикальные скорости вызывают подъем глубинных вод. Такой процесс выклинивает холодные воды на поверхность и вызывает появление наблюдаемой холодной

Таблица 1. Используемые данные

Продукт	Описание	Источник
Aqua/MODIS (Level 3 Standard Mapped Image (SMI))	Среднемесячные измерения SST за период 2002–2019 гг. Пространственное разрешение – 4,63 км. Данные получены при использовании 31 и 32 канала (дневные наблюдения, ИК-диапазон, длина волны – 11 и 12 мкм, соответственно) сканирующего спектрорадиометра среднего разрешения (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS). MODIS обеспечивает глобальное покрытие поверхности Земли каждые 1–2 суток с высоким радиометрическим разрешением (12 бит). Массив 3 уровня (SMI) представляет собой данные за определенный период времени, спроецированные на пространственную сетку, при этом в каждой точке находится среднее значение искомого параметра за указанный период	http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov
GLORYS12V1	Среднемесячные данные температуры, зональные и меридиональные составляющие скорости u и v , оценки MLD реанализа GLORYS12V1 за период 1999–2019 гг. Данные доступны на портале CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). Продукт GLORYS12V1 – это вихреразрешающий реанализ Мирового океана с пространственным разрешением $1/12^\circ$ на 50 горизонтах. Основой реанализа является модель NEMO с форсингом ECMWF ERA-Interim. В данных GLORYS12V1 ассимилируются совместно данные спутниковой альтиметрии, температура поверхности моря (Reynolds 0,25° AVHRR), концентрация морского льда и <i>in situ</i> вертикальные профили температуры и солёности. Наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана. Временная дискретность данных 1 сутки	https://resources.marine.copernicus.eu
ERA5	ERA5 – это реанализ пятого поколения ECMWF для анализа глобальной погоды и климата за прошедшие 40–70 лет. ERA5 заменяет ранее использовавшийся реанализ ERA-Interim. Реанализ объединяет модельные данные и данные наблюдений при помощи их ассимиляции. Она основана на методе, используемом центрами численного прогнозирования погоды, где каждые несколько часов (12 часов в ECMWF) предыдущий прогноз оптимальным образом комбинируется с новыми доступными наблюдениями для получения новой наилучшей оценки состояния атмосферы, на основе которого выдается обновленный, улучшенный прогноз. ERA5 предоставляет ежечасные оценки большого количества атмосферных, океанических и наземных параметров. Пространственное разрешение данных реанализа – $0.25 \times 0.25^\circ$	https://cds.climate.copernicus.eu

аномалии на поверхности. Во всех случаях холодное пятно в области расположения ЛВ образуется в периоды, когда линза уже сформирована и хорошо развита. В августе и сентябре линза достигает своих максимальных значений (Novoselova, 2022), и в эти месяцы отмечаются наибольшие градиенты SST в области расположения ЛВ (рис. 4, б).

Смещение холодного пятна относительно центра вихря

Совместный анализ карт SST и SSH выявил следующую особенность: во многих случаях холодное пятно на поверхности вихря сдвигается на его периферию относительно центра. Например,

на рис. 5 видно, что центр аномалий SSH имеет координаты 70.08° с.ш., 3.08° в.д., в то время как центр аномалий SST – 69.73° с.ш., 4.06° в.д., т.е. холодное пятно расположено относительно центра ЛВ к юго-востоку, расстояние между центрами составляет 46 км. В Лофотенской котловине более холодные воды расположены с северной и северо-западной части вихря (Sandalyuk et al., 2020), и это согласуется со схемой основных течений в регионе (Richards, Straneo, 2015). Масштаб ЛВ на поверхности может достигать 100 км (рис. 5, а), и холодное пятно с севера сдвигается на его юго-восточную периферию (рис. 5, б).

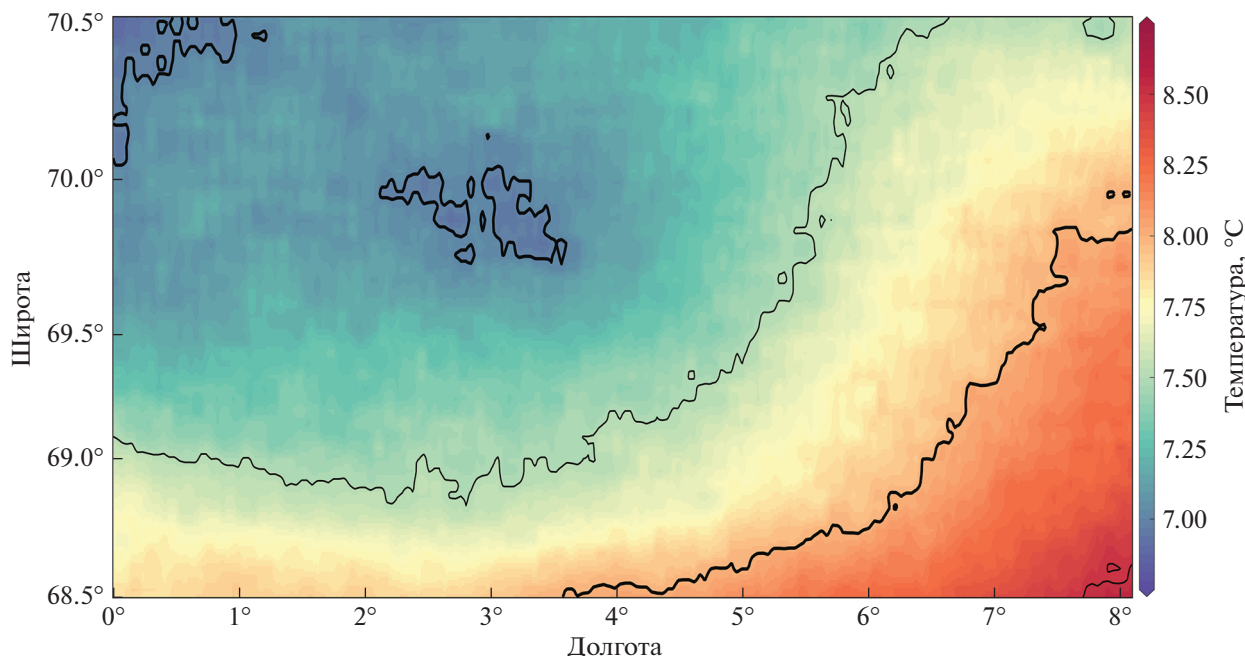


Рис. 2. Средние значения SST по данным Aqua/MODIS за период 1999–2019 гг.

Мы проанализировали совместно изображения SSH и SST, построенные по среднемесячным данным за каждый месяц 1999–2019 гг., и обнаружили, что смещение холодного пятна на юго-восток характерно в основном для августа и сентября, т.е. тогда, когда линза достигает своих максимальных размеров (Novoselova, 2022). Всего нами рассматривалось 199 пар совместных распределений SSH и SST, из которых в 102 случаях (51%) расстояние между центрами не превышало 10 км (рис. 6). В остальных случаях отрицательные аномалии SST, соответствующие холодному пятну над вихрем, смещались в большей степени относительно аномалий SSH на юго-восток. В 19% случаев холодное пятно смещалось на расстояние в диапазоне 10–20 км, в 7% – на расстояния в диапазоне 20–30 и 40–50 км, в 4% – на расстояния 30–40 км. Следует отметить, что расстояния между центрами определялись автоматически, и тогда, когда расстояния между центрами аномалий превышало радиус вихря 50 км, метод мог учитывать центры аномалий, относящиеся к разным вихревым структурам, поэтому в дальнейшем мы не будем их рассматривать.

Приводная температура воздуха над Лофотенским вихрем

На рис. 7 видно, что холодное пятно над ЛВ, образующееся в результате понижения температуры поверхностной воды, приводит к понижению температуры воздуха в данном районе. Данные атмосферного реанализа ERA5 подтверждают наличие отрицательных аномалий температуры приводного воздуха на высоте 2 м в период существования

холодного пятна над вихрем. Все это означает, что в период образования холодного пятна уменьшаются потоки тепла в атмосферу.

Верхний квазиоднородный слой над Лофотенским вихрем

Появление холодного пятна в летне-осенний период над ЛВ сопровождается уменьшением глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в вихре. На рис. 8, б видно, что минимальные значения ВКС в сентябре 2003 г. наблюдаются непосредственно над линзой ЛВ. Холодное пятно локализуется в районе 69.8° с.ш., 1° в.д. (рис. 8, а). Видно, что здесь достигаются также минимальные значения ВКС (рис. 8, б). Если в вихре значения ВКС составляют всего 20 м, то вне вихря они превышают 30 м. Изопикны верхнего купола линзы прогибаются к поверхности и частично выходят на поверхность (рис. 8, б). Именно это способствует уменьшению ВКС над вихрем.

Совместный анализ спутниковых карт и вертикальных разрезов по данным GLORYS12V1 показал, что минимальные значения ВКС над линзой характерны для летне-осенних месяцев и сохраняются вплоть до начала развития зимней конвекции. Осенью значения ВКС над линзой постепенно начинают увеличиваться. В ноябре линза еще сохраняет свою форму (рис. 9, а), но оценки ВКС в области расположения вихря уже составляют около 70 м. На рис. 9, а видно, что отдельные изопикны над линзой в ноябре 2000 г. выходят на поверхность, что впоследствии приведет к разрушению линзы и началу зимней конвекции (Федоров и др. 2018; Травкин и Белоненко,

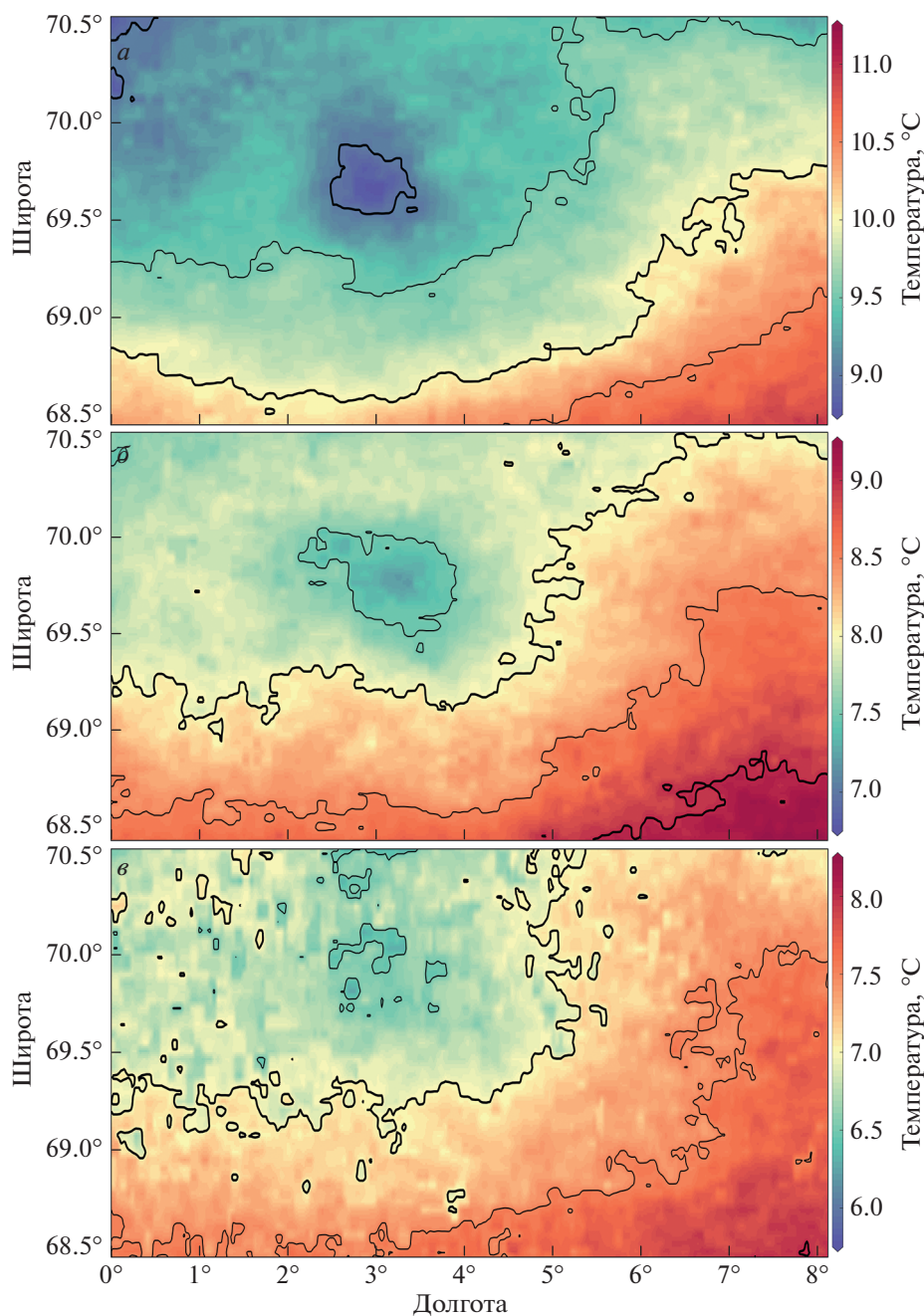


Рис. 3. Среднемесячные карты SST (сентябрь–ноябрь) за период 1999–2019 гг.

2020). Вне области вихря оценки ВКС значительно больше и превышают 90 м (рис. 9, б), хотя еще в сентябре глубина ВКС над линзой не превышала 10–20 м, а вне области вихря эти оценки составляли на 30–40 м больше (не показано).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Теплые и соленые атлантические воды в Лофотенской котловине занимают обширную область, образуя огромный тепловой резервуар в

Норвежском море (Belonenko et al., 2020). При взаимодействии поверхности вод с атмосферой часть тепла высвобождается и переходит в атмосферу. ЛВ является центром Норвежской энергоактивной зоны, где происходит максимальная теплоотдача в атмосферу. Повышение теплоотдачи происходит преимущественно в зимний период и характеризуется отрицательным потоком плавучести в верхних слоях океана (Isachsen et al., 2007; Richards, Straneo, 2015; Малинин и Шмако-

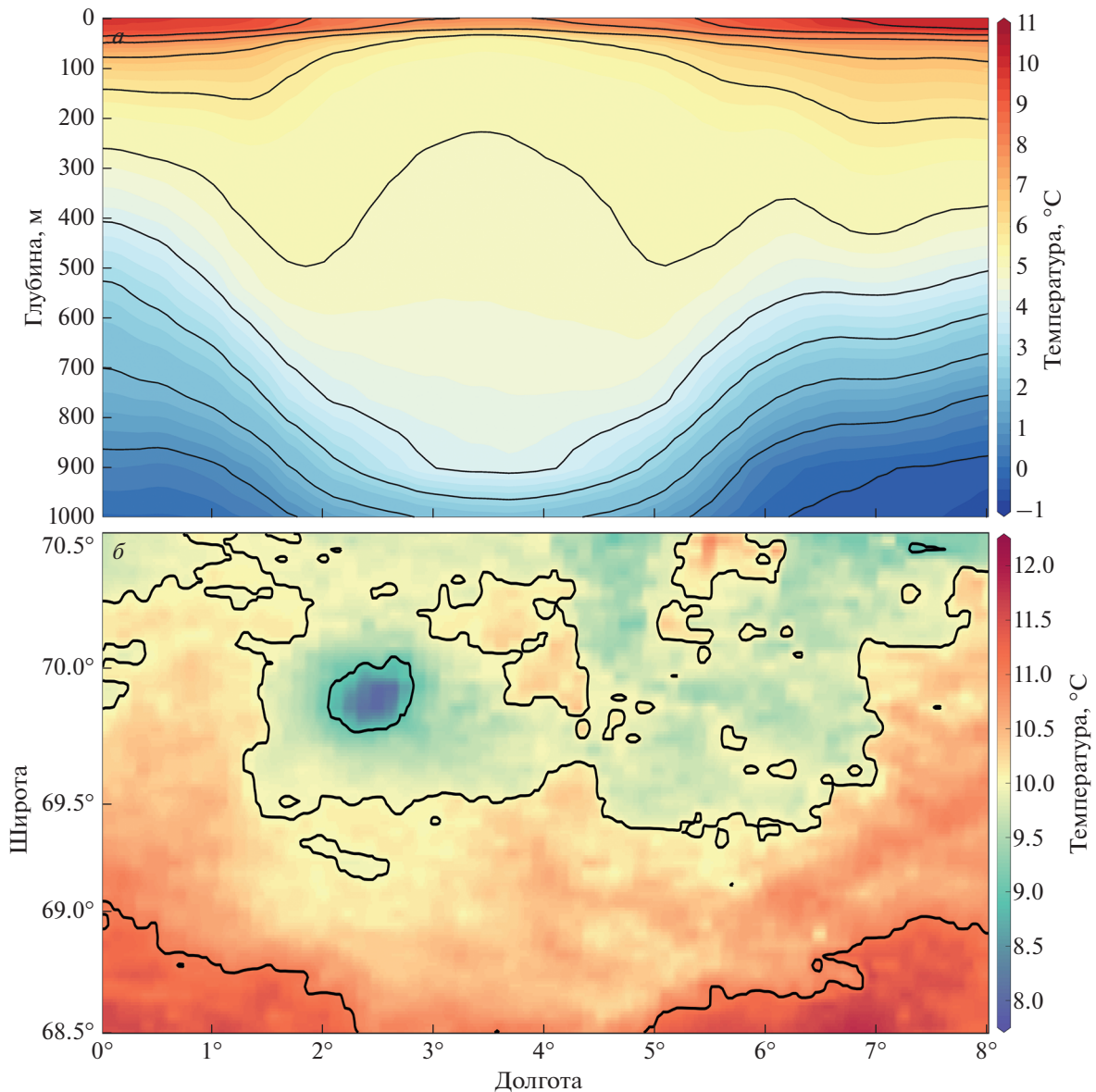


Рис. 4. Вертикальный разрез через ядро Лофотенского вихря по 69.8° с.ш. поля температуры по данным реанализа GLORES12V1 за август 2010 г. (а) и карта SST по данным MODIS (б).

ва, 2018). В летне-осенний период процессы теплоотдачи ослабевают, а в области расположения ЛВ по спутниковым снимкам наблюдается холодное пятно с температурой, имеющей меньшие значения, чем температура воды вне вихря. При этом приводная температура воздуха, соприкасающегося с поверхностью воды, также имеет пониженные значения в летний период.

В работе (Блошкина и Иванов, 2016) детально воспроизведен жизненный годовой цикл ЛВ, форма которого изменяется в течение года. В зимне-весенний период доминируют конвективные процессы, когда сезонный термоклин разру-

шается, и зимняя конвекция определяет эволюцию вихря, достигая в центре вихря 1000 м (Федоров и др., 2019). В этот период вихрь приобретает форму полуэллипсоида (Микаэлян и др., 2020). В летне-осенний период ЛВ представлен в виде линзы с теплой и соленой водой.

Образование линзы сопровождается разрушением верхнего нагретого слоя с повышенными значениями температуры и выходом на поверхность нижележащих изотерм с меньшими относительно окружающей воды значениями. Мы проанализировали среднемесячные распределения MODIS за 2002–2019 и построили соответ-

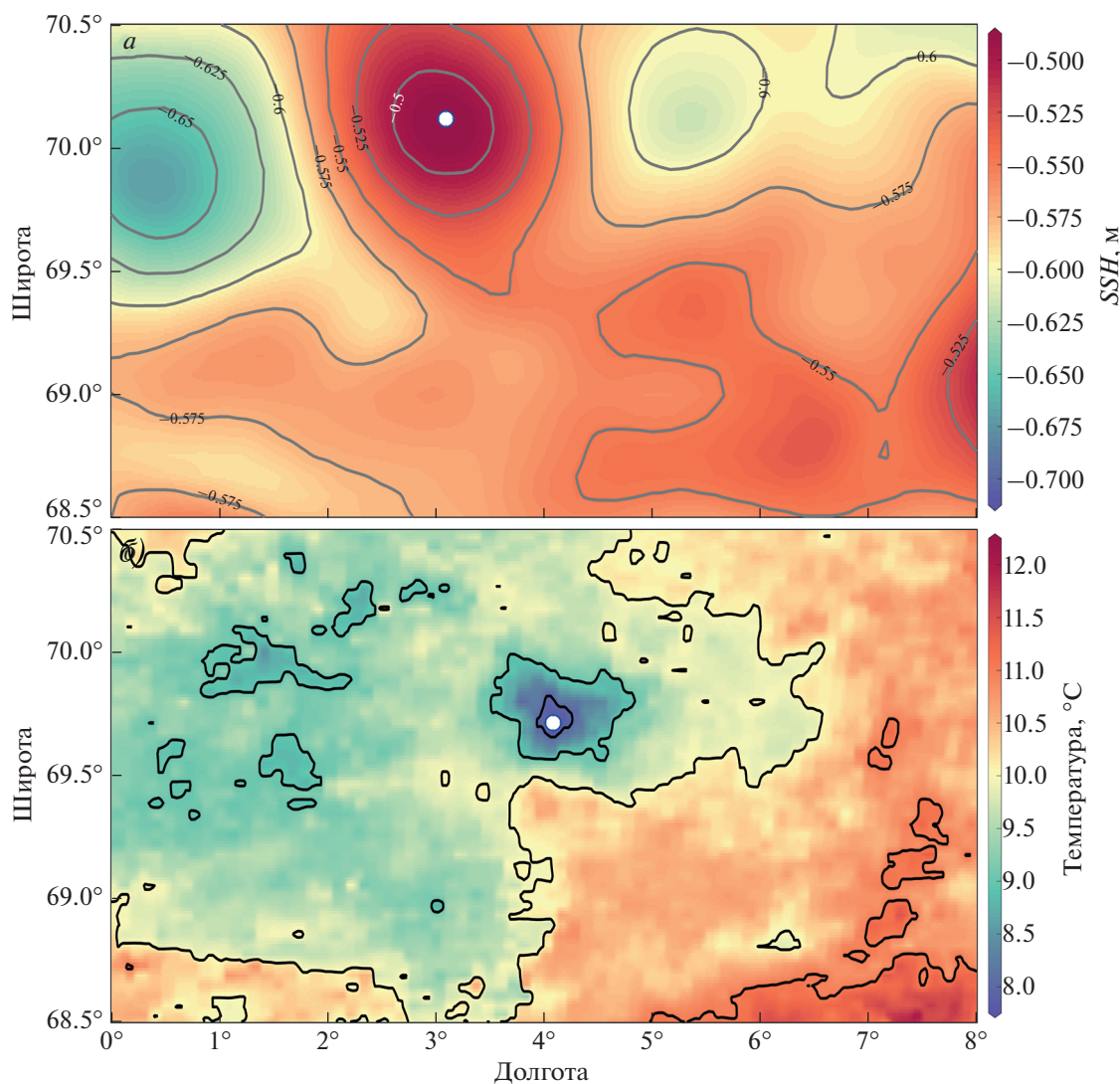


Рис. 5. Карты SSH по данным GLORYS12V1 (а) и SST по данным Aqua/MODIS (б) за август 2004 г. Точками показаны геометрические центры аномалий.

ствующие вертикальные разрезы через центр ЛВ по данным GLORYS12V1 со среднемесячным осреднением. Совместный анализ спутниковых карт и данных GLORYS12V1 показал, что внешний купол линзы сжимает изопикны, поднимая их вверх и разрушая поверхностный нагретый слой воды. Более холодная вода с нижних горизонтов устремляется вверх, и на поверхности образуется “пятно” с пониженными значениями температуры. В результате в области вихря изопикнические поверхности, соответствующие нижним слоям с меньшими значениями температуры, выходят на поверхность (см. рис. 4, а, 8, б и 9, а). Таким образом, основная причина появления холодного пятна над линзой — это подъем изопикн непосредственно над линзой в летне-осенний период.

Сезонная модуляция проявления холодного пятна связана прежде всего с условиями вертикального перемешивания: в летний период резкий прогрев маскирует подъем изопикн над линзой, а в зимний — глубокая конвекция разрушает верхнюю часть купола. Наиболее четко холодное пятно проявляется в августе и сентябре — в период разрушения термоклина и заглужения ВКС.

Совместный анализ карт SSH и SST по данным Aqua/MODIS и GLORYS12V1 выявил смещение холодного пятна SST относительно SSH на юго-восток. Это несоответствие является следствием вихревой адвекции, при которой антициклоническое вращение частиц с пониженными значениями температуры, расположенными на севере и северо-западе, переносит эти ча-

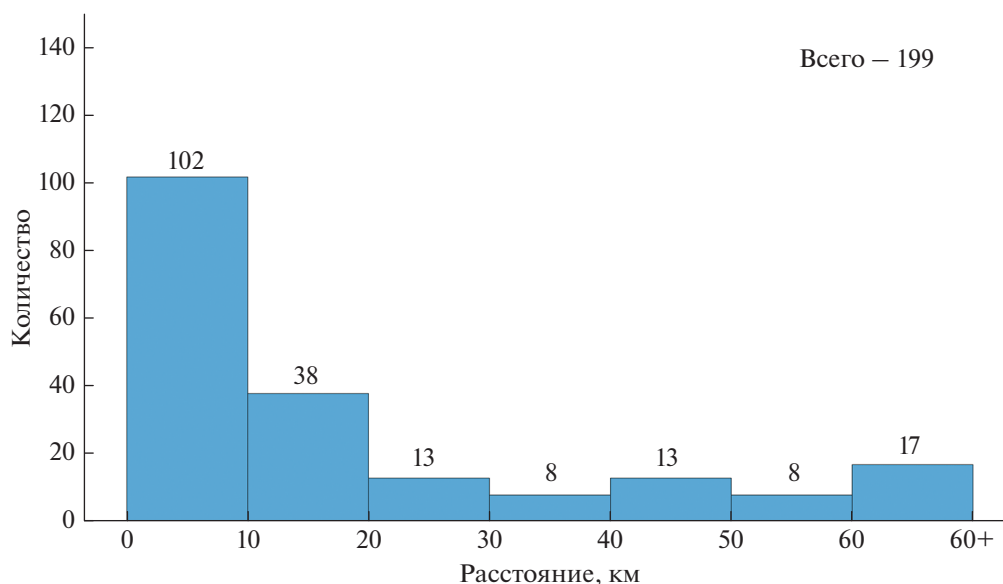


Рис. 6. Число наблюдений сдвига между центрами аномалий SSH и SST на спутниковых картах.

стицы на юго-восточную периферию Лофотенского вихря. В работе (Кубряков и др., 2016) показано, что распределение температурных аномалий в вихре зависит от полярности вихря. Холодная вода, поступающая в антициклон с севера и северо-востока, в процессе эволюции вихря механически переносится к юго-востоку вихря, тем самым создавая сдвиг аномалий SST относительно аномалий SSH. Этот сдвиг чаще всего наблюдается в августе и сентябре (см. рис. 5).

Поднятие изопикн в вихре способствует уменьшению глубины ВКС в вихре. Этот эффект наиболее характерен наблюдается в начале летнего сезона, достигает максимальных параметров в августе и сентябре – в период наибольшего развития внутритермоклинной линзы и продолжается до ноября включительно. При этом понижение температуры поверхности воды сопровождается уменьшением ВКС в области Лофотенского вихря. Действительно, уменьшение ВКС на 10–20 м непосредственно над линзой наблюдается в августе–сентябре и достигает 30 м к ноябрю. Отметим, что наблюдаемое уменьшение ВКС над вихрем в летне-осенний сезон нигде ранее не отмечалось. Возможно, это связано с тем, что оценки ВКС обычно анализируются только для зимних месяцев.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Сезонная эволюция структуры Лофотенского вихря исследована при поддержке гранта РФФ 21-77-10052.

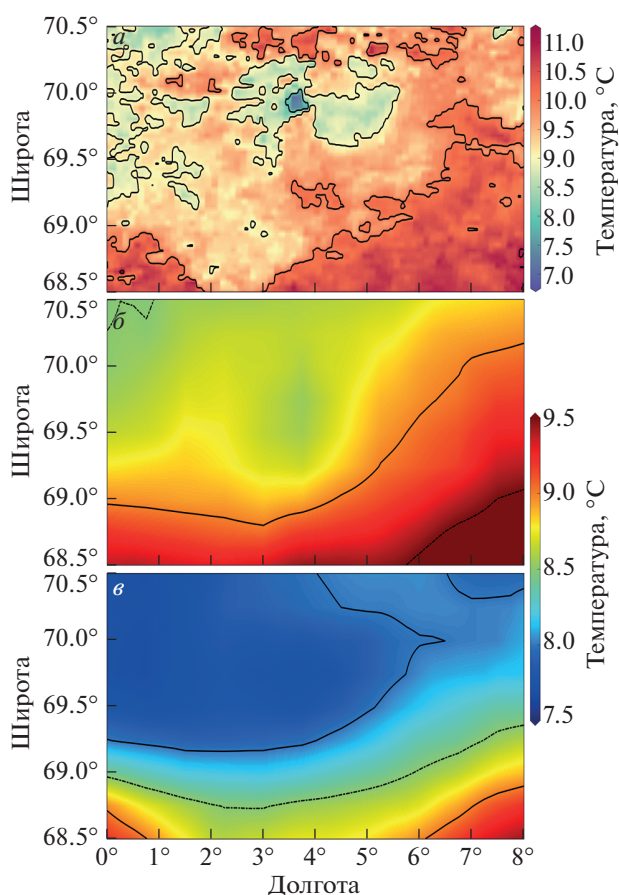


Рис. 7. Карта SST по осредненным за сентябрь 2004 данным MODIS (а); температура воздуха в Лофотенской котловине на высоте 2 м над уровнем моря по данным ERA5 за 22 (б) и 29 сентября 2004 г. (в).

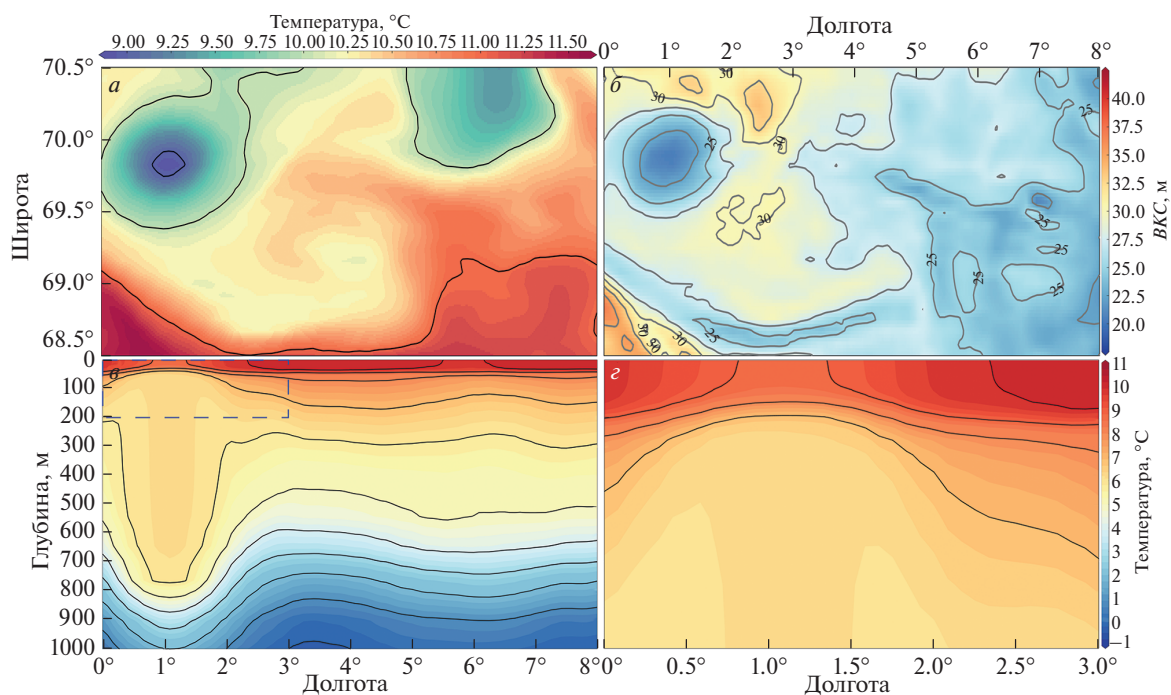


Рис. 8. Распределение температуры поверхности океана по данным GLORYS12V1 (а), оценка ВКС (б) и вертикальный разрез температуры по широте 69.8° с.ш. в ЛВ (в, г) в сентябре 2003 г.

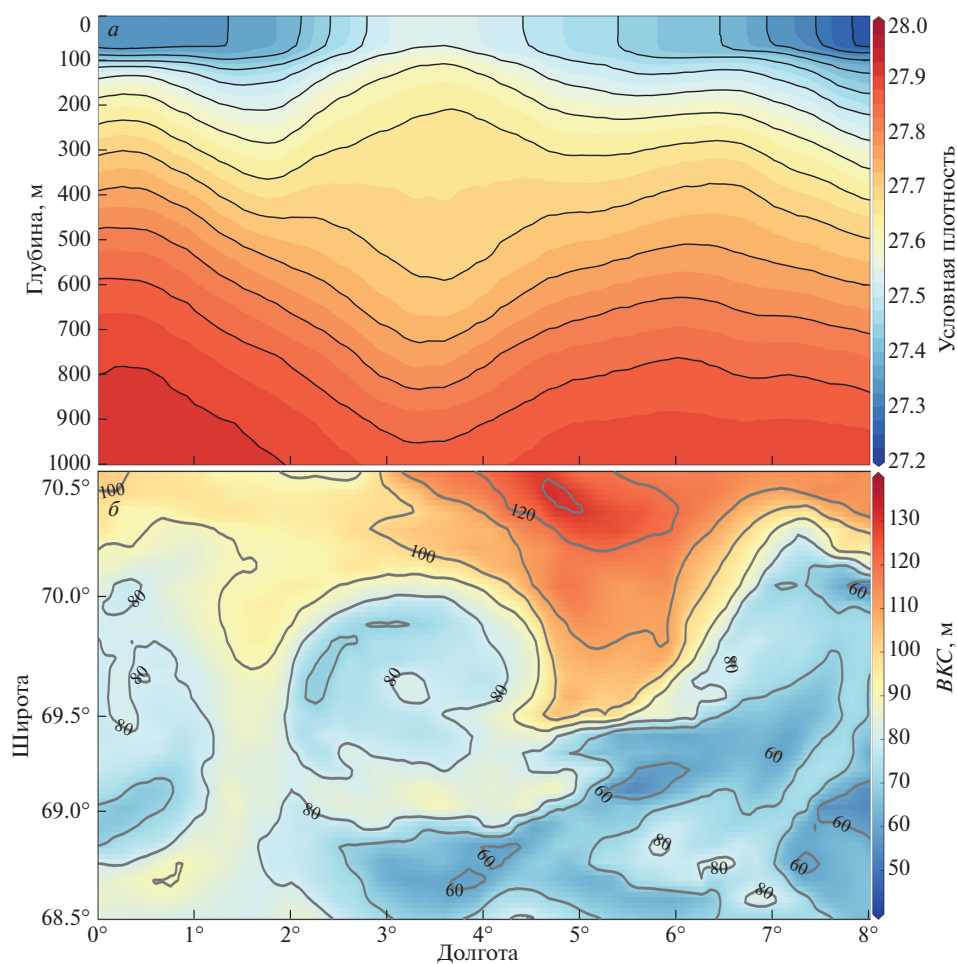


Рис. 9. Распределение плотности (а) и оценка ВКС (б) в ЛВ в ноябре 2000 г. по данным GLORYS12V1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К.* Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. 2014. Сер. 7. Вып. 2. С. 108–121.
- 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. Вып. 4. С. 502–519.
- 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.
- Кубряков А.А., Белоненко Т.В., Станичный С.В.* Влияние синоптических вихрей на температуру морской поверхности в северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 124–133. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-2-34-43>
- Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана // Ленинград. Гидрометеиздат. 1990. 336 с.
- Малинин В.Н., Шамакова В.Ю.* Изменчивость энергоактивных зон в Северной Атлантике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 4. С. 55–70.
- Микаэлян А.С., Зацепин А.Г., Кубряков А.А.* Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) // Морской гидрофизический журн. 2020. Т. 36. № 6. С. 646–675. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-6-646-675>
- Новоселова Е.В., Белоненко Т.В.* Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 56–67. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030041>
- Тимонов В.В., Смирнова А.И., Непов К.И.* Очаги взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой // Океанология. 1970. Т. 10. № 5. С. 745–749.
- Травкин В.С., Белоненко Т.В.* Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки // Гидрометеорология и экология (Ученые записки РГГМУ). 2020. Т. 59. С. 67–83. <https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-59-67-83>
- Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В.* Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингер // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 3. С. 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>
- 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. Вып. 3. С. 491–511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>
- Bashmachnikov I., Sokolovskiy M., Belonenko T., Volkov D., Isachsen P.E., Xavier C.* On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea // Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers. 2017. I. 128. V. 5. P. 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>
- Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P.* Evaluation of Heat and Salt Transports by Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin // Russian J. Earth Sciences. 2020. V. 20. ES6011. <https://doi.org/10.2205/2020ES000720>
- Fedorov A.M., Raj R.P., Belonenko T.V., Novoselova E.V., Bashmachnikov I.L., Johannessen J.A., Pettersson, L.H.* Extreme Convective Events in the Lofoten Basin // Pure Appl. Geophys. 2021. № 178. P. 2379–2391. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02749-4>
- Hausmann U., Czaja A., Marshall J.* Mechanisms controlling the SST air–sea heat flux feedback and its dependence on spatial scale // Climate Dyn. 2017. № 48. P. 1297–1307. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3142-3>
- Isachsen P.E., Mauritzen C., Svendsen H.* Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // Deep Sea Res., Part I. 2007. № 54. P. 22–41.
- Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E.* An optimal definition for ocean mixed layer depth // J. Geophys. Res. 2000. № 105(C7). P. 16803–16821.
- Novoselova E.V.* Seasonal variability of the potential vorticity in the Lofoten Vortex // Russian J. Earth Sciences. 2022. In Print.
- Praveen Kumar B., Vialard J., Lengaigne M., Murty V.S.N., McPhaden M.J.* TropFlux: air–sea fluxes for the global tropical oceans—description and evaluation // Climate Dynamics. 2011. № 38. P. 1521–1543. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1115-0>
- Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Eldevik T., Halo I.* The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // Deep-Sea Res. I. 2015. Vol. 96. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.10.011>
- Richards C.G., Straneo F.* Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas // J. Physical Oceanography. 2015. I. 6. V. 45. P. 1735–1756. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0238.1>
- Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V.* The 3D structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data // J. Geophysical Research: Oceans. 2020. № 125. e2020JC016331. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JC016331>
- Schneider N., Qiu B.* The Atmospheric Response to Weak Sea Surface Temperature Fronts // American Meteorological Society. 2015. V. 72. P. 3356–3377. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0212.1>
- Søiland H., Chafik L., Rossby T.* On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. № 121. P. 4438–4449. <https://doi.org/10.1002/2016JC011726>
- Small R.J., Bryan F.O., Bishop S.P., Tomas R.A.* Air–Sea Turbulent Heat Fluxes in Climate Models and Observational Analyses: What Drives Their Variability? // J. Climate. 2019. V. 32. P. 2397–2421. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0576.1>
- Sun X., Wu R.* Spatial scale dependence of the relationship between turbulent surface heat flux and SST // Climate Dynamics. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05957-9>
- Travkin V.S., Belonenko T.V.* Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // Russian J. Earth Sciences. V. 19. № 5. 2019. ES5004. <https://doi.org/10.2205/2019ES000676>

Travkin V.S., Belonenko T.V. Study of the Mechanisms of Vortex Variability in the Lofoten Basin Based on Energy Analysis // *Physical Oceanography*, [e-journal]. 2021. V. 28. I. 3. P. 294–308.
<https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-3-294-308>
 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., Part I*. 2015. V. 105. P. 142–157.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
 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. № 122. P. 6814–6834.
<https://doi.org/doi:10.1002/2017JC012982>

Cold Spot over the Lofoten Vortex

V. S. Travkin¹, T. V. Belonenko¹, and A. A. Kubryakov²

¹*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

²*Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

The paper provides a joint analysis of Aqua/MODIS data, global ocean reanalysis GLORYS12V1 and atmospheric reanalysis ERA5. We consider the quasi-permanent Lofoten Vortex located in the Norwegian Sea. Analysis of SST maps reveals the existence of a cold spot in the area of the Lofoten Vortex in the summer-autumn period. A joint analysis of satellite maps and GLORYS12V1 data shows that the main reason for the formation of a cold spot is the rise of the isopycnals of the upper dome of the vortex and the destruction of the heated layer, as a result of which colder isopycnals come to the surface. It has been revealed that in many cases the cold spot shifts to the periphery of the vortex in a south-easterly direction, and the shift can be several tens of kilometers. The reason may be the vortex advection of particles in an anticyclonic vortex. It is shown that along with the formation of a cold spot, there is a 10–30 m decrease in the depth of the upper quasi-homogeneous layer above the Lofoten Vortex in the summer-autumn period. The formation of a cold spot on the water surface is accompanied by a decrease in temperature in the drive layers of the atmosphere.

Keywords: Lofoten vortex, lens, cold spot, heated layer, Aqua/MODIS, GLORYS12V1, reanalysis ERA5, SST, SSH

REFERENCES

Belonenko T.V., Volkov D.L., Norden Yu.E., Ozhigin V.K. Tsirkulyatsiya vod v Lofotenskoj kotlovine Norvezhskogo morya [Water circulation in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea] // *Vestnik SPbGU*. 2014. I. 2. № 7. P. 108–121. (In Russian).
 Belonenko T.V., Koldunov A.V., Sentyabov E.V., Karsakov A.L. Termohalinnaya struktura Lofotenskogo vikhrya Norvezhskogo morya na osnove ekspeditsionnykh issledovaniy i po dannym gidrodinamicheskogo modelirovaniya [Thermohaline structure of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea based on expeditionary studies and hydrodynamic modeling data] // *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. 2018. I. 4. V. 63. P. 502–519. (In Russian).
 Bloschkina E.V., Ivanov V.V. Konvektivnyye struktury v Norvezhskom i Grenlandskom moryakh po rezul'tatam modelirovaniya s vysokim prostranstvennym razresheniyem [Convective structures in the Norwegian and Greenland seas based on the results of modeling with high spatial resolution] // *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo tsentra Rossiyskoy Federatsii*. 2016. № 361. P. 146–168. (In Russian).
 Kubryakov A.A., Belonenko T.V., Stanichnyy S.V. Vliyaniye sinopticheskikh vikhrey na temperaturu morskoy poverkhnosti v severnoy chasti Tikhogo okeana [Impact of the mesoscale eddies on the temperature of the sea surface in the northern part of the Pacific Ocean] // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2016. V. 13. № 2. P. 124–133. (In Russian).
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-2-34-43>
 Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskiy A.E. Krupnomasshtabnoye teplovoye vzaimodeystviye v sisteme okean-

atmosfera i energoaktivnyye oblasti Mirovogo okeana [Large-scale thermal interaction in the ocean-atmosphere system and energy-active regions of the World Ocean] // *Leningrad. Gidrometeoizdat*. 1990. 336 p. (In Russian).
 Malinin V.N., Shmakova V.Yu. Izmenchivost' energoaktivnykh zon v Severnoy Atlantike [Variability of energy-active zones in the North Atlantic] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. 2018. V. 4. P. 55–70. (In Russian).
 Mikaelyan A.S., Zatsepin A.G., Kubryakov A.A. Vozdeystviye mezomasshtabnoy vikhrevoy dinamiki na bioproduktivnost' morskikh ekosistem (obzor) [The impact of mesoscale eddy dynamics on the bioproductivity of marine ecosystems (review)] // *Morskoy gidrofizicheskii zhurnal*. 2020. V. 36. № 6. P. 646–675. (In Russian).
<https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-6-646-675>
 Novoselova E.V., Belonenko T.V. Izopiknicheskaya advektsiya v Lofotenskoj kotlovine Norvezhskogo moraya [Isopycnal Advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea] // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2020. V. 13. № 3. P. 56–67. (In Russian).
<https://doi.org/10.7868/S2073667320030041>
 Timonov V.V., Smirnova A.I., Nepov K.I. Ochagi vzaimodeystviya Severnoy Atlantiki s atmosferoy [The centers of interaction of the North Atlantic with the atmosphere] // *Okeanologiya*. 1970. V. 10. № 5. P. 745–749. (In Russian).
 Travkin V.S., Belonenko T.V. Otsenka glubiny zimney konveksii v Lofotenskoj kotlovine Norvezhskogo morya i metody yeye otsenki [Mixed layer depth in winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and assessment methods] // *Gidrometeorologiya i ekologiya (Uchenyye zapiski RGGMU)*. 2020. V. 59. P. 67–83. (In

- Russian).
<https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-59-67-83>
Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Belonenko T.V. Lokalizatsiya oblastey glubokoy konveksii v moryakh Severo-Yevropeyskogo basseyna, Labrador i Irminger [Localization of areas of deep convection in the Nordic seas, the Labrador Sea and the Irminger Sea] // *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. 2018. I. 3. V. 63. P. 345–362. (In Russian).
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>
Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Belonenko T.V. Zimnyaya konveksiya v Lofotenskoj kotlovine po dannym buyev ARGO i gidrodinamicheskogo modelirovaniya [Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling] // *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. 2019. I. 3. V. 64. P. 491–511. (In Russian).
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>
Bashmachnikov I., Sokolovskiy M., Belonenko T., Volkov D., Isachsen P.E., Xavier C. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea // *Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers*. 2017. I. 128. V. 5. P. 1–27.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>
Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of Heat and Salt Transports by Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin // *Russian J. Earth Sciences*. 2020. V. 20. ES6011.
<https://doi.org/10.2205/2020ES000720>
Fedorov A.M., Raj R.P., Belonenko T.V., Novoselova E.V., Bashmachnikov I.L., Johannessen J.A., Pettersson, L.H. Extreme Convective Events in the Lofoten Basin // *Pure Appl. Geophys.* 2021. № 178. P. 2379–2391.
<https://doi.org/10.1007/s00024-021-02749-4>
Hausmann U., Czaja A., Marshall J. Mechanisms controlling the SST air–sea heat flux feedback and its dependence on spatial scale // *Climate Dyn.* 2017. № 48. P. 1297–1307.
<https://doi.org/10.1007/s00382-016-3142-3>
Isachsen P.E., Mauritzen C., Svendsen H. Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // *Deep Sea Res., Part I*. 2007. № 54. P. 22–41.
Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // *J. Geophys. Res.* 2000. № 105(C7). P. 16803–16821.
Novoselova E.V. Seasonal variability of the potential vorticity in the Lofoten Vortex // *Russian J. Earth Sciences*. 2022. In Print.
Praveen Kumar B., Vialard J., Lengaigne M., Murty V.S.N., McPhaden M.J. TropFlux: air–sea fluxes for the global tropical oceans—description and evaluation // *Climate Dynamics*. 2011. № 38. P. 1521–1543.
<https://doi.org/10.1007/s00382-011-1115-0>
Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // *Deep-Sea Res. I*. 2015. V. 96. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.10.011>
Richards C.G., Straneo F. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas // *J. Physical Oceanography*. 2015. I. 6. V. 45. P. 1735–1756.
<https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0238.1>
Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V. The 3D structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. № 125. e2020JC016331. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JC016331>.
Schneider N., Qiu B. The Atmospheric Response to Weak Sea Surface Temperature Fronts // *American Meteorological Society*. 2015. V. 72. P. 3356–3377.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0212.1>
Søiland H., Chafik L., Rossby T. On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. № 121. P. 4438–4449.
<https://doi.org/10.1002/2016JC011726>
Small R.J., Bryan F.O., Bishop S.P., Tomas R.A. Air–Sea Turbulent Heat Fluxes in Climate Models and Observational Analyses: What Drives Their Variability? // *J. Climate*. 2019. V. 32. P. 2397–2421.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0576.1>
Sun X., Wu R. Spatial scale dependence of the relationship between turbulent surface heat flux and SST // *Climate Dynamics*.
<https://doi.org/10.1007/s00382-021-05957-9>
Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // *Russian J. Earth Sciences*. V 19. № 5. 2019. ES5004.
<https://doi.org/10.2205/2019ES000676>
Travkin V.S., Belonenko T.V. Study of the Mechanisms of Vortex Variability in the Lofoten Basin Based on Energy Analysis // *Physical Oceanography, [e-journal]*. 2021. V. 28. I. 3. P. 294–308.
<https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-3-294-308>
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., Part I*. 2015. V. 105. P. 142–157.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
Yu L.-S., Bosse A., Fer I., Orvik K.A., Bruvik E.M., Hesveik I., Kvalsund K. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. № 122. P. 6814–6834.
<https://doi.org/doi:10.1002/2017JC012982>