

Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года

Н. А. Дианский^{1, 2, 3}, И. И. Панасенкова^{4, *}, В. В. Фомин^{2, 4}

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука РАН, Москва, Россия

³Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

⁴Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Москва, Россия

*E-mail: ipanasenkova@mail.ru

Поступила в редакцию 02.08.2019 г., после доработки – 09.09.2019 г.

Цель. Воспроизвести интенсивный полярный циклон, который наблюдался над Баренцевым морем в начале января 1975 г., провести ретроспективный расчет морской циркуляции и выполнить анализ реакции верхнего слоя моря на прохождение этого циклона – цель данной работы.

Методы и результаты. Все расчеты проводятся с помощью системы оперативного диагноза и прогноза гидрометеохарактеристик для западных морей российской части Арктики (Баренцево, Белое, Печорское и Карское моря). Основными компонентами системы являются региональная негидростатическая модель атмосферной циркуляции WRF с пространственным разрешением 15 км и физически полная трехмерная σ -модель морской циркуляции INMOM и морского льда с пространственным разрешением 2,7 км. Используются данные атмосферных реанализов и результаты ранее проведенных исследований. Прохождение полярного циклона в центральной и восточной частях Баренцева моря проявляется в сильном изменении скорости приповерхностных течений под влиянием ветра. В указанных районах Баренцева моря в период шторма дрейфовая компонента преобладает над приливной. В более мелководной южной части даже в период наибольшего развития шторма превалирует приливная компонента. Показано, что полярный циклон может привести к повышению температуры поверхности Баренцева моря более чем на 1°C.

Выводы. Положительную аномалию температуры поверхности моря формируют динамические процессы, связанные с вертикальным перемешиванием, подъемом вод в западной и центральной частях Баренцева моря, экмановским дрейфом и даунвеллингом у побережья Новой Земли. Вклад теплообмена с атмосферой в формирование положительных аномалий температуры поверхности моря незначителен. В южной части Баренцева и в Печорском морях в результате прохождения полярного циклона, наоборот, происходит значительное понижение поверхностной температуры почти на 1,5°C, что является результатом выхолаживания верхнего слоя моря за счет отдачи тепла в атмосферу.

Ключевые слова: арктические моря, экстремальный шторм, циркуляция океана, аномалии температуры поверхности моря.

Благодарности: авторы выражают свою признательность С. К. Гулеву, В. В. Иванову, Г. К. Коротаеву за ценные замечания при подготовке статьи. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 17-77-30001).

Для цитирования: Дианский Н. А., Панасенкова И. И., Фомин В. В. Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 6. С. 530–548. doi:10.22449/0233-7584-2019-6-530-548

Investigation of the Barents Sea Upper Layer Response to the Polar Low in 1975

N. A. Diansky^{1,2,3}, I. I. Panasenkova⁴ *, V. V. Fomin^{2,4}

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

⁴Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

*e-mail: ipanasenkova@mail.ru

Purpose. The present paper is focused on reproducing the extreme polar low observed over the Barents Sea in early January 1975, on the metocean hindcast data and on analyzing the upper sea layer response to the cyclone passage.

Methods and Results. All the calculations are carried out based on the Marine and Atmospheric Research System for simulating hydrometeorological characteristics of the western seas in the Russian Arctic (the Barents, White, Pechora and Kara seas). The main components of this system are the regional non-hydrostatic model of atmospheric circulation WRF (spatial resolution is 15 km) and the physically complete three-dimensional σ -model of marine circulation INMOM (spatial resolution is 2.7 km). The atmospheric reanalysis data and the results of previous studies are used. The polar low produced a severe impact on the central and eastern parts of the Barents Sea, namely, being strongly influenced by the storm winds, the near-surface current velocities changed significantly. During a storm period in these parts of the Barents Sea, the drift component prevails over the tidal one. The tidal component prevails in the shallow southern part of the Barents Sea even during the most extreme storm period. It is shown that a polar low can lead to increase of the sea surface temperature in the Barents Sea by more than 1°C.

Conclusion. The sea surface temperature positive anomaly is formed by the dynamic processes associated with vertical mixing, upwelling in the western and central parts of the Barents Sea, the Ekman drift and downwelling near the Novaya Zemlya coast. Contribution of the sea-atmosphere heat exchange to formation of the surface temperature positive anomalies is negligible. On the contrary, in the southern part of the Barents Sea and in the Pechora Sea, a significant surface temperature decrease (by almost 1.5°C) is observed during a polar low passing. This is a result of the sea upper layer cooling due to the heat transfer from the sea surface to the atmosphere.

Keywords: Arctic seas, extreme storm, ocean circulation, sea surface temperature anomaly.

Acknowledgements: The authors are grateful to S.K. Gulev, V.V. Ivanov, G.K. Korotaev for their valuable comments while preparing the paper. The work was supported by the Russian Science Foundation (grant No 17-77-30001).

For citation: Diansky, N.A., Panasenkova, I.I. and Fomin, V.V., 2019. Investigation of the Barents Sea Upper Layer Response to the Polar Low in 1975. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(6), pp. 467-483. doi:10.22449/1573-160X-2019-6-467-483

Введение

Изучение морей высоких широт не представляется возможным без использования современных методов численного моделирования вследствие труднодоступности и суровых климатических условий Арктического бассейна. Это особенно актуально для изучения отклика верхнего слоя моря на прохождение интенсивных полярных циклонов (ПЦ), которые регулярно наблюдаются в акватории Баренцева моря [1, 2]. Горизонтальный масштаб ПЦ составляет приблизительно 150–600 км, а устойчивый ветер на высоте 10 м превышает 13,8 м/с – силу шторма более 7 баллов по шкале Бофорта [2]. Максимальные скорости ветра в ПЦ часто превышают 22 м/с. Наиболее интенсивными (экстремальными) в работе [3] считаются циклоны, давление

в центре которых составляет менее 985 гПа. Полярные циклоны – это зимнее явление, которое происходит в основном с октября по апрель, поскольку именно в этот период разность между температурой воздуха и открытой воды наибольшая, что является необходимым условием возникновения ПЦ. Согласно [4], мезомасштабным считается ПЦ, размер которого менее 2000 км.

Существует большое количество работ, в которых изучается реакция океана на прохождение интенсивных тропических и квазитропических циклонов, например, в Мексиканском заливе [5, 6], в Южно-Китайском море [7], в Тихом океане [8–10], в Бенгальском заливе [11] и даже в Черном море [12]. Подобных работ для высокоширотных морей, где также наблюдаются интенсивные, но уже ПЦ, значительно меньше. Можно отметить работы [13, 14].

В настоящее время пока нет ответа на вопрос об изменении частоты образования ПЦ в связи с быстрым потеплением Арктики [15–17]. С одной стороны, это потепление, как показано в [3], приводит к увеличению частоты образования мощных ПЦ. В то же самое время в работе [18] на данных реанализа *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)* за период 1948–2005 гг. показано, что какой-либо тренд в частоте образования ПЦ отсутствует. А в работе [19] по анализу будущих изменений климата в XXI в. прогнозируется существенное уменьшение появления ПЦ в результате сокращения площади морских льдов и постепенного смещения ледовой кромки в северном направлении, что является одним из условий для образования ПЦ.

В нашей работе [20] с помощью численного моделирования изучен отклик в гидродинамических и ветроволновых характеристиках Баренцева моря на прохождение интенсивного ПЦ 1–4 января 1975 г. Этот шторм был самым сильным для центральной и восточной частей Баренцева моря, начиная с 1950-х гг. до начала 1980-х гг., согласно базе данных [21]. В соответствии с этими данными, период повторяемости такого шторма оценивается примерно в 400 лет. Интенсивности данного ПЦ способствовало и то обстоятельство, что в 1975 г. наблюдались минимум Атлантической мультидекадной осцилляции и связанное с ним уменьшение температуры в Северном полушарии [22]. Последнее могло привести к фоновому увеличению разности приповерхностной температуры воздуха и открытой воды в Арктическом бассейне, что, в свою очередь, и могло способствовать интенсификации этого ПЦ.

В настоящей работе, в отличие от [20], проведен анализ термического отклика в морской динамике на прохождение шторма в начале 1975 г. и оценена реакция верхнего перемешанного слоя (ВПС) Баренцева моря. В настоящем исследовании, как и в работе [20], для воспроизведения характеристик экстремального шторма начала 1975 г. используется система оперативного диагноза и прогноза (СОДиП) гидрометеорологических характеристик западно-арктических морей РФ, реализованная в Государственном океанографическом институте имени Н. Н. Зубова (ГОИН).

На сегодняшний момент существуют отечественные и зарубежные системы оперативного анализа и прогноза для Баренцева моря. В Гидрометцентре РФ реализован и используется в оперативном режиме программный комплекс краткосрочного прогноза уровня и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового покрова [23], в основе которого лежит трехмерная гидро-

динамическая модель морской циркуляции с пространственным разрешением 5 морских миль [24], атмосферное воздействие для нее рассчитывается по модели *Consortium for Small-scale Modeling-Russia (COSMO-ru)* [25]. Однако прогностическими переменными этой модели служат только скорости течений и уровень моря, а температура и соленость задаются по климатическим данным наблюдений.

В Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) разработана система оперативного моделирования прогноза уровня моря и течений в Северном Ледовитом океане и его морях [26], в основе которой лежит модель морской циркуляции *AARI-IOCM* с пространственным разрешением 13,8 км [27]. В 2012 г. эта система была рекомендована Центральной методической комиссией Росгидромета для использования в оперативной работе ААНИИ.

Зарубежная открытая система *Towards an Operational Prediction system for the North Atlantic European coastal Zones (TOPAZ4)*, разработанная в *Nansen Environmental and Remote Sensing Center (NERSC)*, используется для оперативного прогноза и ретроспективного анализа гидротермодинамических характеристик Арктического бассейна и Северной Атлантики [28]. В основе системы *TOPAZ4* лежит модель морской циркуляции *The Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)* версии 2.2, пространственное разрешение которой меняется в диапазоне 12–16 км. Для задания атмосферного воздействия используется атмосферный форсинг *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Метод усвоения данных в системе *TOPAZ4* реализован на основе ансамблевого фильтра Калмана (*EnKF*).

Для решения поставленной задачи комплексного исследования морского отклика на прохождение ПЦ все вышеописанные системы не подходят в основном вследствие грубого пространственного разрешения используемых в них морских моделей. Комплекс численных моделей СОДиП состоит из: региональной негидростатической модели атмосферной циркуляции *Weather Research Forecast Model (WRF)* [29] с пространственным разрешением 15 км для расчета метеорологических параметров; трехмерной σ -модели морской циркуляции *Institute of Numerical Mathematics Ocean Model (INMOM)* и морского льда [30–32] в версии для Баренцева, Белого, Печорского и Карского морей с пространственным разрешением 2,7 км [20] для расчета гидрологических параметров и ледовых характеристик; российской атмосферно-волновой модели (РАВМ) [33] с пространственным разрешением как в атмосферном блоке для расчета ветроволновых характеристик. Негидростатическая модель атмосферной циркуляции *WRF* с используемым пространственным разрешением способна воспроизводить мезомасштабные атмосферные процессы, например такие, как формирование Новоземельской боры [34]. С помощью атмосферной модели *WRF* рассчитывались с ежечасным выводом температура и удельная влажность воздуха на высоте 2 м, скорость ветра на высоте 10 м, падающая коротковолновая и длинноволновая радиация, атмосферные осадки, давление на уровне моря. Все эти атмосферные параметры используются в модели морской циркуляции *INMOM* для расчета потоков тепла, пресной воды и импульса на поверхности моря. Входными данными в модели РАВМ являются только поля скорости ветра.

Подробное описание первоначальной версии СОДиП приведено в работе [35], современная модифицированная версия системы – в работе [20]. Отметим, что последняя версия СОДиП в настоящее время адаптируется для подключения к создаваемой в рамках проекта РНФ № 17-77-30001 системе морских прогнозов Мирового океана, Арктического и Азово-Черноморского бассейнов, что позволит в дальнейшем использовать более аккуратные условия на жидких границах области.

Для решения поставленной задачи СОДиП запускалась с начала октября 1974 г. до конца января 1975 г. для того, чтобы циркуляция западных морей российской части Арктики успела подстроиться под атмосферное воздействие, рассчитываемое по модели *WRF*. При проведении ретроспективных расчетов по региональной модели *WRF* в качестве начальных данных использовались данные глобального реанализа *NCEP/NCAR*, находящиеся в открытом доступе (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0>). Информация о подстилающей поверхности бралась из данных *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)* с пространственным разрешением 30". Для задания начальных условий по температуре и солёности в модели морской циркуляции *INMOM* использовались среднемесячные данные электронного климатического атласа [36].

Поскольку атмосферная и морская части СОДиП не являются интерактивными, в экспериментах рассчитывался отклик морской циркуляции на атмосферное воздействие, что и является темой настоящей работы.

Воспроизведение параметров полярного циклона 1975 г. в Баренцевом море с учетом ледовых условий

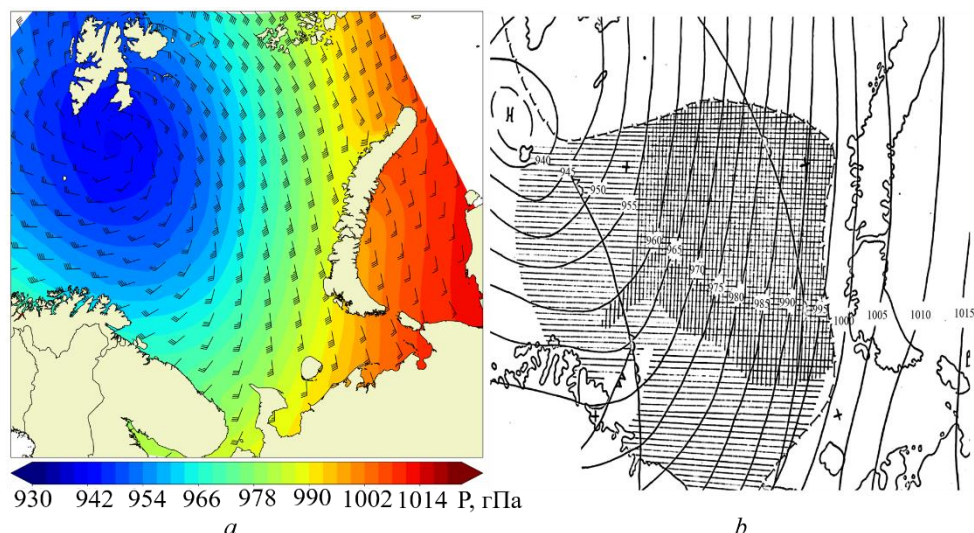
В северо-западной части Гренландского моря 30.12.1974 г. вдоль кромки льда, где в своем большинстве ПЦ обычно и зарождаются [2, 37], началось формирование исследуемого циклона. Адвекция холодного воздуха с покрытой льдом поверхности на свободную от льда водную поверхность привела к развитию сильной вертикальной неустойчивости и конвекции, которые и являются основными причинами зарождения интенсивных ПЦ [1, 2].

Этот интенсивный ПЦ с очень низким давлением в центре, двигаясь со скоростью приблизительно 7 м/с, менее чем за двое суток достиг северо-западной части Баренцева моря, где замедлил свое движение до ~1 м/с, находился над морем на протяжении почти 5 дней и стал причиной развития штормовой ситуации.

Согласно результатам расчета по модели *WRF*, шторм достиг наибольшей интенсивности около 11:00* 03.01.1975 г., в южной и восточной частях Баренцева моря скорость ветра превышала 20 м/с (рис. 1, *a*), минимум давления в центре циклона составил 941 гПа. На рис. 1, *b* приведены имеющиеся архивные данные о синоптической ситуации на 03.01.1975 г. Таким образом, атмосферные характеристики, рассчитанные на момент наибольшей интен-

* Здесь и далее время приведено в формате GMT+3

сивности шторма, довольно хорошо согласуются с непосредственно наблюдаемыми.

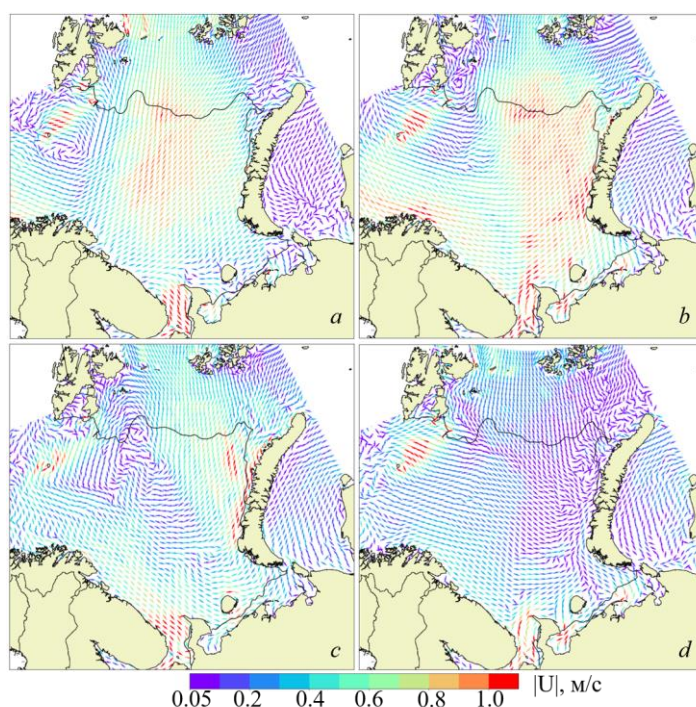


Р и с. 1. Синоптическая ситуация в Баренцевом море: *a* – карта давления (P) и скорости приповерхностного ветра (м/с, показана в виде стрелок с оперением) на 11:00 03.01.1975 г. по результатам расчета по модели *WRF* в азимутальной проекции (на стрелках с оперением малое перо соответствует скорости 2,5 м/с, большое перо – скорости 5 м/с); *b* – по архивным данным ГОИН на 00:00 03.01.1975 г. [20] (штриховой линией отделена зона плавучих льдов; решетчатой штриховкой отмечена акватория со скоростью ветра, превышающей 25 м/с; горизонтальной штриховкой – акватория со скоростью ветра, превышающей 20 м/с)

F i g. 1. Synoptic situation in the Barents Sea: *a* – map of pressure (P) and surface wind speeds (m/s, represented by wind barbs) on January 3, 1975 at 11:00 a. m. based on the results of the *WRF* model calculations in the azimuthal projection (half of a barb corresponds to the wind speed 2.5 m/s, full barb – to the speed 5 m/s); *b* – according to the Zubov State Oceanographic Institute archive data on January 3, 1975 at 00:00 a. m. [20] (the dashed line represents the floating ice zone; the lattice hatching marks the water area where the wind speeds exceed 25 m/s; the horizontal hatching – the water area where the wind speeds exceed 20 m/s)

Динамическая реакция в Баренцевом море на прохождение полярного циклона 1975 г. с учетом ледовых условий

Прохождение шторма для центральной и восточной частей Баренцева моря проявляется в изменении скорости приповерхностных течений. Структура течений в указанных районах моря практически полностью определялась дрейфовой компонентой (рис. 2). Развитие отклика на штормовую ситуацию в структуре течений показывает, что уже 3 января скорости течений здесь затухают. Но в то же время в прибрежной зоне Новой Земли наблюдается интенсификация ветви Новоземельского течения, вызванная ветрами циклона. В южной части Баренцева моря, на входе в Белое море и в районе Кольского п-ова, когда направления скоростей дрейфовых и приливных течений совпадают, существенно увеличивается полная скорость течений.



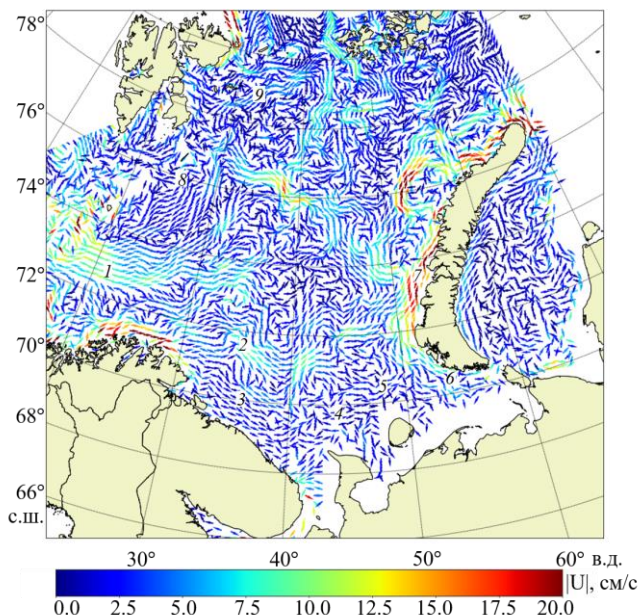
Р и с. 2. Полные скорости приповерхностных течений ($|U|$) на 03:00 03.01.1975 г. – *a*, 11:00 03.01.1975 г. – *b*, 01:00 04.01.1975 г. – *c* по результатам расчета по модели *INMOM* и скорость приливных течений на 11:00 03.01.1975 г. – *d*. Линией на каждом фрагменте отмечена граница льда 1%-ной сплоченности

F i g. 2. Total near-surface current velocities ($|U|$) on January 3, 1975 at 03:00 a.m. – *a*, on January 3, 1975 at 11:00 a. m. – *b*, on January 4, 1975 at 01:00 a. m. – *c* based on the results of the *INMOM* model calculations and the tidal current velocity on January 3, 1975 at 11:00 a. m. The line on the figures marks the boundary of the 1%-concentration ice

За счет ветрового дрейфа и течений происходит быстрое изменение расположения кромки ледового поля. При этом именно в рамках данной штормовой обстановки создается благоприятная ситуация, когда происходит очищение от льда акватории в районе Штокмановского месторождения и удаление от него кромки ледового поля на 50 км за 48 ч.

Интересно проанализировать изменчивость кинетической энергии на акватории Баренцева моря в период прохождения экстремального шторма. Для этого исследовалась нормированная на плотность воды плотность кинетической энергии в поверхностном 3-метровом слое, осредненная по всему бассейну моря, а также в местах расположения Штокмановского газоконденсатного месторождения и морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП) «Приразломная». Баренцево и Белое моря характеризуются интенсивными приливами. Анализ кинетической энергии полной скорости и только приливных движений показал, что в период не экстремальных ветров вклад скорости приливных течений в кинетическую энергию более значим по отношению к дрейфовой и градиентной составляющим. В период экстремальных ветров в целом по бассейну Баренцева моря вклад дрейфовой компоненты превышает вклад приливной компоненты в кинетическую энергию.

Для Штокмановского месторождения, поскольку оно находится в области малых приливных движений, основной вклад в кинетическую энергию вносит дрейфовая компонента [24]. Вблизи платформы «Приразломная» вклад приливной компоненты в кинетическую энергию как в период штормовых ситуаций, так и в не штормовой период превалирует, поскольку в южной части Баренцева моря прилив особенно сильный [24].



Р и с. 3. Средняя за период прохождения шторма 1–6 января 1975 г. скорость течений ($|U|$) на глубине 50 м. Цифры соответствуют стандартным течениям [39]: 1 – Нордкапское течение, 2 – Мурманское течение, 3 – Прибрежное Мурманское течение, 4 – Беломорское стоковое течение, 5 – Колгуево-Печорское течение, 6 – течение Литке, 7 – Новоземельское течение, 8 – Медвежинское течение, 9 – течение Баренца

F i g. 3. Current velocity ($|U|$) averaged over the storm period (January 1–6, 1975) at the 50 m depth. The numbers correspond to the standard currents [39]: 1 – Nordkap Current, 2 – Murmansk Current, 3 – Coastal Murmansk Current, 4 – Belomorsk flow, 5 – Kolguevo-Pechora Current, 6 – Litke Current, 7 – Novaya Zemlya Current, 8 – Medvezhinsky Current, 9 – Barents Current

Несмотря на интенсивное штормовое воздействие, значительно изменяющее приповерхностную структуру течений, термохалинные течения изменяются не настолько сильно. На рис. 3 приведены рассчитанные скорости течений на глубине 50 м, осредненные за период прохождения шторма 1–6 января 1975 г. Эти течения хорошо согласуются со схемой климатических течений в Баренцевом море [38]. Результаты расчетов показывают, что, несмотря на прохождение столь интенсивного шторма, скорость подповерхностных течений меняется незначительно. На глубине 50 м явно выделяются Нордкапское, Мурманское и Прибрежное Мурманское течения [39]. В прибрежной зоне Баренцева и Печорского морей прослеживаются Беломорское и Печорское течения. Прослеживается также двунаправленный водообмен через Карские ворота [35], течение Литке, Новоземельское течение [39].

В центральной части Баренцева моря отмечается сложная структура, вызванная существенной изменчивостью поля течений и сложно идентифицируемая на столь малых масштабах осреднения. В то же время чуть севернее наблюдаются Медвежинское течение, течение Баренца и др.

Реакция верхнего слоя Баренцева моря на прохождение полярного циклона 1975 г.

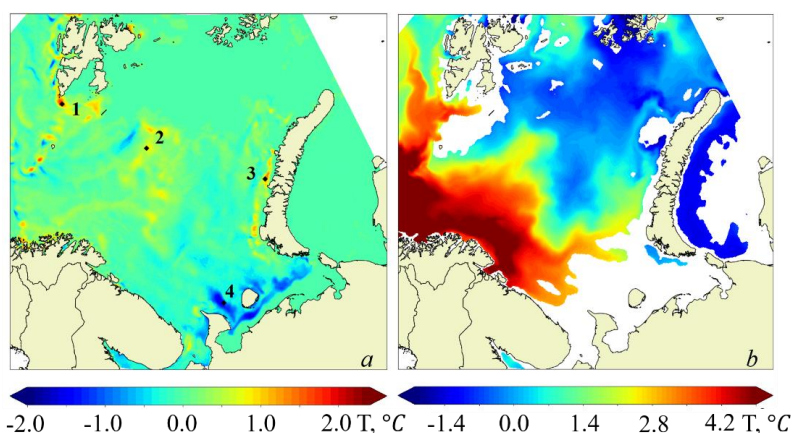
Как уже было отмечено, имеется большое количество работ (см., напр., [5–7, 12]), в которых изучаются тропические и квазитропические циклоны и их влияние на гидротермодинамические характеристики океанов и морей. В этих работах показывается, что в результате прохождения интенсивных циклонов формируется отрицательная аномалия температуры поверхности моря (ТПМ). Понижение ТПМ на несколько градусов после прохождения интенсивных циклонов в Мексиканском заливе отмечено в [5], в Южно-Китайском море – в [7], в Тихом океане – в [8].

Одними из причин изменения ТПМ являются турбулентное вертикальное перемешивание, вызванное штормовым ветром, и апвеллинг, индуцируемый циклоническим ветром. Обычно на поверхности находятся более теплые слои воды по сравнению с нижележащими слоями. Поэтому оба процесса способствуют проникновению более холодных вод из термоклина в ВПС, в результате чего наблюдается его охлаждение и заглубление. Следует отметить, что вертикальное перемешивание происходит за короткий промежуток времени, обычно за несколько часов, и приводит к охлаждению воды на поверхности моря, тем самым уменьшая турбулентный поток тепла (скрытый и явный) от океана к атмосфере и, следовательно, энергетическую подпитку циклона. Согласно результатам моделирования [40], получено, что 85% изменения ТПМ связано с вертикальным перемешиванием, а остальная часть – с адвекцией и тепловыми потоками между поверхностью океана и атмосферой. При медленном перемещении циклона в местах дивергенции под его центром также происходит апвеллинг глубинных вод, приводящий к охлаждению ВПС. В этом случае реализуется отрицательная обратная связь, приводящая к уменьшению энергетической подпитки со стороны океана. Поэтому рост энергии тропического циклона реализуется при его быстром перемещении, что и наблюдается в реальных ситуациях.

В арктических же морях существует инверсия температуры в верхнем слое за счет того, что происходит охлаждение и распреснение верхнего слоя поступающей из Норвежского моря атлантической воды в результате взаимодействия с атмосферой, процессов таяния и намерзания льда, вертикальной конвекции и поступления пресных вод с материка [13, 41]. Поэтому в арктических морях в результате прохождения ПЦ те же процессы выхолаживания и заглубления, характерные для тропических циклонов, должны приводить не к уменьшению, а к увеличению температуры ВПС за счет водообмена с нижележащими теплыми водами. Повышение температуры на 2°C за несколько часов в результате прохождения ПЦ у Лофотенских о-вов по данным спутниковых наблюдений показано в работе [13]. Следует отметить, что здесь под поверхностными водами течет узкая и интенсивная ветвь теплого Северо-Атлантического течения. Таким образом, в арктических морях в отличие от тро-

пических для ПЦ должна наблюдаться положительная обратная связь, приводящая к увеличению энергетической подпитки со стороны океана. Поэтому рост энергии ПЦ возможен и при его относительно медленном передвижении.

Однако следует заметить, что наличие инверсии температуры по глубине может также приводить к повышению температуры поверхности моря и в тропических циклонах. Это показано в работе [11] на примере тропического циклона в Бенгальском заливе, в котором зимой образуется вертикальная инверсия температуры.



Р и с. 4. Аномалия температуры на поверхности моря ($^{\circ}\text{C}$) в период наибольшей интенсивности шторма (00:00 03.01.1975 г.) по результатам численных расчетов (точки соответствуют основным аномалиям ТПМ в Баренцевом море, для них далее будут построены профили температуры: 1 – у южного берега Шпицбергена ($76,28^{\circ}$ с. ш., $17,46^{\circ}$ в. д.), 2 – в центральной части Баренцева моря ($75,5^{\circ}$ с. ш., 34° в. д.), 3 – у западного берега Новой Земли ($74,1^{\circ}$ с. ш., $53,46^{\circ}$ в. д.), 4 – в Печорском море (69° с. ш., 46° в. д.)) – *a*; осредненная за период прохождения шторма температура воды на глубине 140 м – *b*

F i g. 4. Sea surface temperature anomaly ($^{\circ}\text{C}$) during the most extreme storm period (January 3, 1975 at 00:00 a. m.) based on the results of numerical calculations (the points correspond to the main SST anomalies in the Barents Sea supplied below with the temperature profiles: 1 – near the southern coast of Spitsbergen (76.28° N, 17.46° E), 2 – in the central part of the Barents Sea (75.5° N, 34° E), 3 – near the Novaya Zemlya western coast (74.1° N, 53.46° E), 4 – in the Pechora Sea (69° N, 46° E)) – *a*; water temperature averaged for the storm period at the 140 m depth – *b*

Результаты наших расчетов гидротермодинамических характеристик западных морей российской части Арктики в период прохождения шторма (начало января 1975 г.) подтверждают вышеприведенные рассуждения. В это время воспроизводится именно потепление приповерхностных вод практически на всей акватории Баренцева моря. Наличие ПЦ привело к повышению приповерхностной температуры на $\sim 1,5^{\circ}\text{C}$ у южных берегов Шпицбергена и практически на 1°C – в центральной части Баренцева моря и у западных берегов Новой Земли (рис. 4). На рис. 4, *a* показана аномалия рассчитанной ТПМ как разность между температурами в момент наибольшей интенсивности шторма (00:00 03.01.1975 г.) и в момент начала шторма (00:00 01.01.1975 г.) в Баренцевом море. Осредненная за период прохождения шторма температура воды на глубине 140 м (рис. 4, *b*) довольно хорошо согласуется со схемой распространения теплых и соленых атлантических вод

в Баренцевом море, приведенной в [42]. Эти более теплые глубинные воды служат источником положительных аномалий, возникающих при прохождении циклона. Ветвь Северо-Атлантического течения у берегов Шпицбергена представляет собой Западно-Шпицбергенское течение, а в центральную часть Баренцева моря атлантическая вода поступает вместе с северной ветвью Нордкапского течения.

Что касается природы возникновения теплых аномалий ТПМ (рис. 4, *a*), они могут быть обусловлены динамическими и термическими факторами. Рассмотрим вначале динамические факторы. Сильные ветры, индуцированные ПЦ над морской акваторией, порождают вертикальное перемешивание, достаточное для того, чтобы вовлечь снизу теплые атлантические подповерхностные воды и, следовательно, привести к повышению поверхностной температуры ВПС. В свою очередь, этот процесс приводит к передаче дополнительной энергии со стороны моря в атмосферу, тем самым усиливая циклон. Обычно время жизни полярного циклона короткое и не превышает трех дней [43]. Однако, как уже было отмечено, продолжительность жизни рассматриваемого циклона составила около 5 сут.

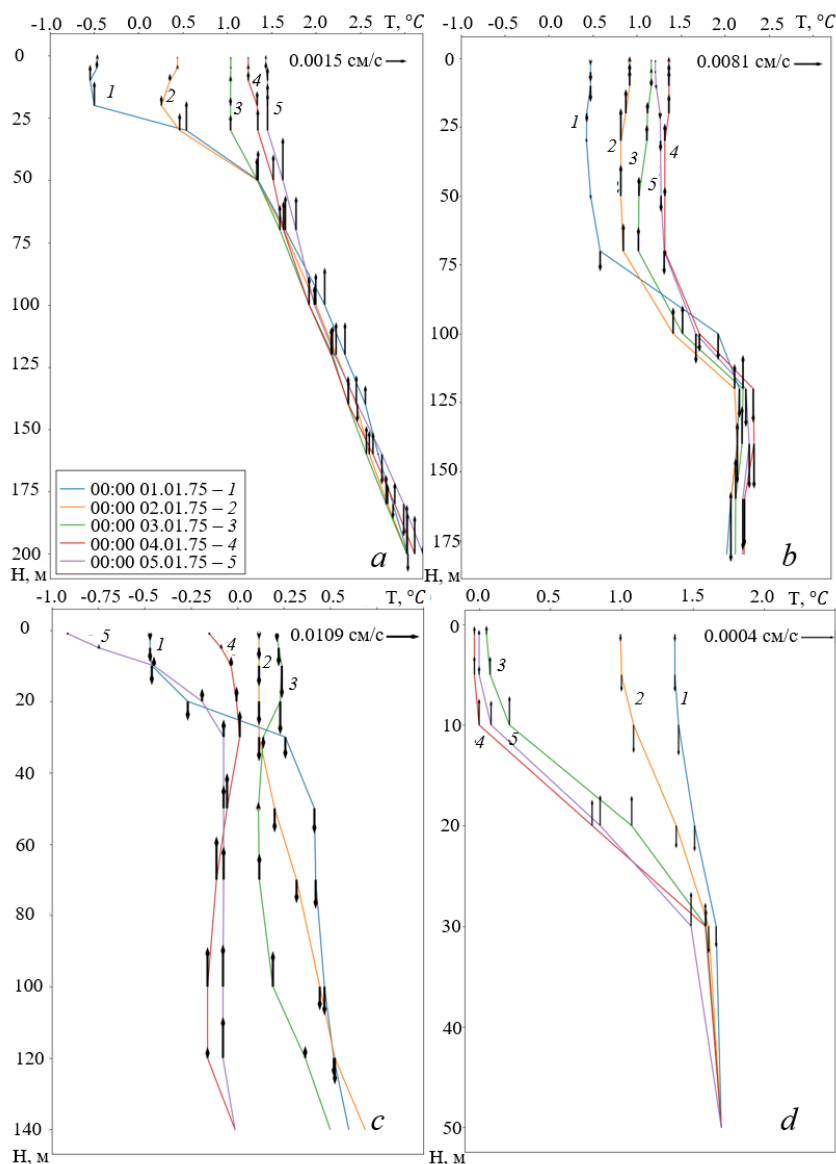
Более подробно рассмотрим динамику образования аномалий ТПМ, выделив в акватории Баренцева моря 4 части, где прослеживаются наиболее значительные изменения: это акватория у южных берегов Шпицбергена, центральная часть Баренцева моря, область у западных берегов Новой Земли и окрестности о. Колгуев и п-ова Канин. В первых трех частях аномалии ТПМ положительные, в последней – отрицательные. На рис. 5, *a – c* приведены профили температуры по глубине на период прохождения шторма с 00:00 01.01.1975 г. по 00:00 05.01.1975 г., т. е. за 96 ч.

Под действием атмосферного циклона формируются ветровые течения, которые приводят к дивергенции морских вод в центре циклона и активации механизма перераспределения массы. Так, возникает компенсационный подъем (апвеллинг) глубинных вод на поверхность в центральной части циклона, а на границах – даунвеллинг поверхностных вод [44].

Так как рассматриваемый циклон был малоподвижен, его центр с небольшой скоростью, около 1 м/с, смещался южнее Шпицбергена в восточном направлении в сторону Новой Земли, тем самым вызывая подъем глубинных вод в данной акватории. На рис. 5, *a, b* видно, что за первые несколько суток ТПМ повышается практически на 1°C. Такое повышение температуры происходит за счет ветрового апвеллинга.

В результате апвеллинга, согласно рис. 5, *a, b*, происходит проникновение теплых глубинных атлантических вод в вышележащие слои. Это приводит к неравномерному распределению температуры в указанных слоях и к возникновению горизонтальных и вертикальных градиентов температуры, что запускает механизм вертикального перемешивания. В свою очередь, на поверхности штормовые ветры передают морю механическую энергию, достаточную для поддержания и усиления вертикального турбулентного перемешивания, которое также приводит к увеличению температуры воды. Поскольку центр циклона с несильными ветрами расположен ближе к Шпицбергену, в этой области глубина перемешивания небольшая (рис. 5, *a*). На момент окончания шторма 4–5 января в результате процесса турбулентного

перемешивания толщина ВПС увеличивается с ~10 до ~25 м у южных берегов Шпицбергена.



Р и с. 5. Профили температуры по глубине на период прохождения шторма 01.01.–05.01.1975 г. в точках, соответствующих основным аномалиям температуры Баренцева моря (рис. 4, а): а – в точке 1, б – в точке 2, с – в точке 3, d – в точке 4. Стрелками показана вертикальная скорость (см/с) в масштабе, указанном на графиках. Профили пронумерованы в соответствии с датами

Fig. 5. Temperature profiles for the storm period (January 1–5, 1975) in the points corresponding to the main temperature anomalies in the Barents Sea (Fig. 4, a): a – in point 1, b – in point 2, c – in point 3 and d – in point 4. The arrows show vertical velocity (cm/s) on the scale indicated on the graphs. The profiles are numbered according to the dates

Как и у южных берегов Шпицбергена, на входе в Баренцево море и в его центральной части в результате подъема атлантических вод и их последующего перемешивания с поверхностными формируются обширные области положительных аномалий ТПМ (рис. 4, *a*). В центральной части моря скорость ветра достигает 20–25 м/с. Хотя здесь перемешивание более сильное, формирование профиля температуры происходит в большей степени за счет вертикальной адвекции, что хорошо показывает рис. 5, *b*. Именно во время развития шторма 2–4 января за счет сильного апвеллинга и происходит рост ТПМ. Когда же апвеллинг спадает и даже 5 января меняется на даунвеллинг, ТПМ начинает снова уменьшаться.

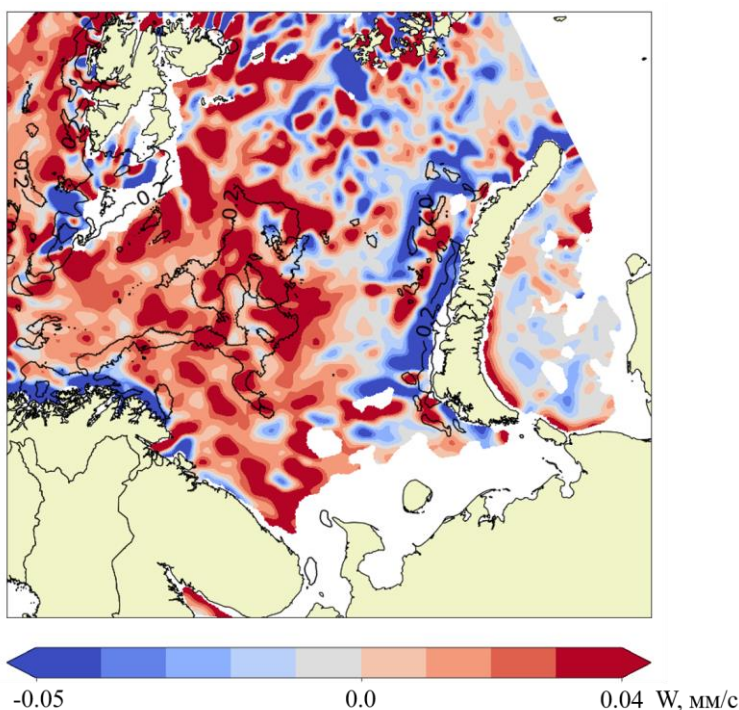
Глубинные атлантические воды в районе Шпицбергена более теплые по сравнению с атлантическими водами в центральной части Баренцева моря (рис. 4, *b*). Это объясняет более высокие максимальные значения аномалии ТПМ здесь по сравнению с центральной частью моря (рис. 4, *a*).

У западных берегов Новой Земли происходит нехарактерное для данной области повышение ТПМ, учитывая протекающее здесь холодное Новоземельское течение. Такая положительная аномалия ТПМ связана с действием штормового ветра, дующего практически параллельно берегу в северном и северо-западном направлении. Это приводит к тому, что полный экмановский поток направлен в сторону берега. В результате поверхностные холодные воды сгоняются к берегу и опускаются, образуется так называемый прибрежный даунвеллинг. На место опускающейся воды поступает более теплая вода из центральной части Баренцева моря, наличие которой подтверждается данными наблюдений и расчетами [42]. Эти процессы в полной мере отражаются на динамике вертикального профиля температуры, показанного на рис. 5, *c*. Отчетливо видно опускание вод у западных берегов Новой Земли во время прохождения шторма (профили 1, 2, 3) и затем 4 и 5 января – восстановление исходного состояния профиля температуры Новоземельского течения (профили 4 и 5) со своим апвеллингом.

В южной части Баренцева и в Печорском морях в результате прохождения шторма происходит значительное понижение поверхностной температуры, почти на 1,5°C (рис. 4, *a* и 5, *d*). В данной относительно неглубокой акватории, где глубины не превышают 100 м, течет теплое Прибрежное Мурманское течение. Однако в период прохождения шторма 1–3 января 1975 г. здесь происходит выхолаживание поверхности моря за счет южных штормовых ветров, несущих холодный воздух с материка. Таким образом, в этой области уже динамические факторы играют вторичную роль в формировании аномалий ТПМ по сравнению с процессами поверхностного выхолаживания, показанными ниже. Согласно рис. 5, *d*, начиная с 3 января хотя и прослеживается подъем вод, однако с незначительными, по сравнению с другими районами, вертикальными скоростями. Поэтому апвеллинг не может здесь скомпенсировать атмосферное выхолаживание поверхности моря. При этом глубина ВПС незначительна и составляет около 10 м, так как турбулентное перемешивание блокируется инверсией температуры и солёности, а также слабым апвеллингом.

Карта среднесуточной вертикальной скорости на глубине 100 м на 03.01.1975 г. подтверждает приведенный выше анализ образования аномалий

ТПМ за счет динамических факторов. Для акваторий у южных берегов Шпицбергена и центральной части Баренцева моря, в местах, где формируется положительная аномалия ТПМ за счет процессов апвеллинга, вертикальная скорость положительна (рис. 6). У побережья Новой Земли она, наоборот, отрицательна вследствие экмановского прибрежного даунвеллинга, где, как было показано выше, положительная аномалия ТПМ образуется за счет смещения вод из центральной части Баренцева моря.

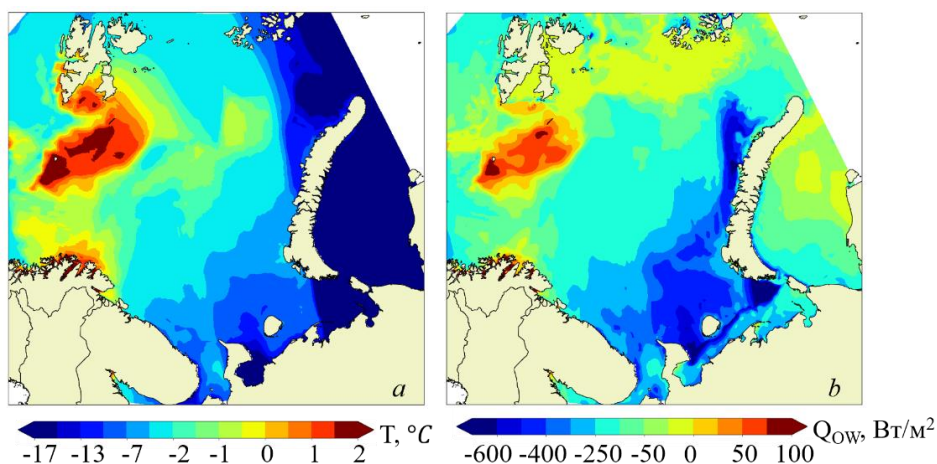


Р и с. 6. Вертикальная скорость (W , показана цветом) на глубине 100 м, изолинии соответствуют аномалии температуры с суточным осреднением на 03.01.1975 г.

F i g. 6. Vertical velocity (W , colored) at the depth 100 m, isolines correspond to the temperature anomalies averaged for January 03, 1975

Рассмотрим теперь термические факторы, которые также оказывают свое влияние на формирование аномалий ТПМ. Зимой в Баренцевом море происходит интенсивная передача тепла из океана в атмосферу. Однако ПЦ индуцирует перемещение теплого и влажного воздуха из Атлантики так, что у южных берегов Шпицбергена и у северного берега Норвегии разность между поверхностной температурой воздуха и температурой поверхности океана становится положительной (рис. 7, *a*). В результате этого, а также конденсации у поверхности моря 2–4 января 1975 г. формируется область положительного полного потока тепла в данных областях (рис. 7, *b*). В общем случае полный поток тепла формируется коротковолновой и длинноволновой радиацией, потоками скрытого и явного тепла, которые рассчитываются с помощью балк-формул [45]. Зимой поток коротковолновой радиации отсутствует. Область положительного потока тепла из атмосферы в море у Шпицбергена

образуется в основном за счет потоков явного и скрытого тепла (которые примерно сопоставимы по значениям), а также потока длинноволновой радиации, значения которого в 2–3 раза меньше, чем турбулентных потоков. В южной и восточной частях Баренцева моря происходит интенсивная теплоотдача в атмосферу. Она формируется в период прохождения шторма 1–3 января 1975 г. за счет южных штормовых ветров, несущих холодный воздух с материка.



Р и с. 7. Разность между приповерхностной температурой воздуха, проинтерполированной на модельную область INMOM, и ТПМ на 03.01.1975 г. – *a*; полный поток тепла на поверхности на 00:00 03.01.1975 г. – *b*. При положительном потоке море получает тепло, при отрицательном – отдает

F i g. 7. Difference between the surface air temperature interpolated to the INMOM model grid and SST on January 3, 1975 – *a*; total heat flux on the sea surface on January 3, 1975 at 00:00 a. m. – *b*. Positive flow means that the sea receives heat, negative one means loss of heat directed from the sea surface

Положительные потоки тепла в окрестности Шпицбергена относительно небольшие по значениям, поэтому они оказывают незначительное влияние на повышение температуры. Таким образом, показано, что положение всех зон положительных аномалий ТПМ обусловлено главным образом динамическими факторами за счет турбулентного перемешивания и адвекции. Это особенно проявляется в области Новоземельского течения, где потоки тепла отрицательны. В Печорском же более мелководном море отрицательные аномалии ТПМ формируются тепловыми потоками между атмосферой и морем.

Выводы

С помощью системы оперативного диагноза и прогноза, реализованной для западных морей российской части Арктики, воспроизведен интенсивный полярный циклон, который наблюдался над Баренцевым морем в начале января 1975 г., и проведен ретроспективный расчет реакции верхнего слоя моря на прохождение этого циклона. Он был самым сильным для центральной и восточной частей Баренцева моря, начиная с 1950-х гг. вплоть до настоящего времени. Согласно приведенным ранее оценкам, период повторяемости

шторма, вызванного таким циклоном, составляет примерно 400 лет. Он сформировался 30.12.1974 г. в северо-западной части Гренландского моря вдоль кромки льда и, двигаясь со скоростью приблизительно 7 м/с, менее чем за двое суток достиг северо-западной части Баренцева моря, где замедлил свое движение до ~1 м/с и находился над морем на протяжении практически 5 дней.

Прохождение исследуемого полярного циклона в центральной и восточной частях Баренцева моря проявляется в сильном изменении скорости приповерхностных течений в соответствии с ветровым воздействием. В этих районах в период прохождения шторма структура среднесуточных течений практически полностью определяется дрейфовой компонентой. В период экстремального развития шторма в целом по бассейну Баренцева моря вклад дрейфовой составляющей сопоставим и превышает вклад приливной компоненты в кинетическую энергию. Анализ развития плотности кинетической энергии в верхнем 5-метровом слое в районе Штокмановского месторождения показывает, что в период шторма основной вклад в кинетическую энергию вносит дрейфовая компонента, так как здесь приливные движения слабы. В более мелководной части Баренцева моря, у МЛСП «Приразломная», вклад приливной компоненты в кинетическую энергию как в период штормовых ситуаций, так и в нештормовой период преобладает. Несмотря на интенсивное штормовое воздействие, влияющее на приповерхностную структуру течений, термохалинные течения на глубинах ~50 м изменяются незначительно.

Обычно время жизни полярного циклона короткое и не превышает трех дней, однако рассматриваемый циклон продолжался в течение 5 дней. По-видимому, это обусловлено дополнительной энергетической подпиткой за счет им же индуцированных положительных аномалий температуры поверхности моря. Показано, что полярный циклон может привести к повышению температуры поверхности в Баренцевом море более чем на 1°C, что нехарактерно для циклонов средних и низких широт. Основными процессами, формирующими положительную аномалию температуры поверхности моря, являются динамические: вертикальное перемешивание и апвеллинг вод в западной и центральной частях Баренцева моря и экмановский дрейф и даунвеллинг вдоль побережья Новой Земли. В результате этих процессов при наличии инверсии температурных профилей происходит поступление более теплых атлантических вод с глубин 50–100 м в верхний перемешанный слой. Влияние теплообмена с атмосферой на формирование положительных аномалий температуры поверхности моря незначительно. По окончании шторма 4–5 января 1975 г. у южных берегов Шпицбергена в результате процесса турбулентного перемешивания толщина верхнего перемешанного слоя составляет ~25 м по сравнению с первоначальной 10 м.

В южной части Баренцева и в Печорском морях в результате прохождения полярного циклона происходит значительное понижение поверхностной температуры, почти на 1,5°C. Это является результатом атмосферного выхолаживания верхнего слоя моря за счет отрицательных тепловых потоков с поверхности моря и южных штормовых ветров, индуцируемых на периферии полярного циклона. При этом глубина верхнего перемешанного слоя незначительна и составляет около 10 м, так как турбулентное перемешивание блокируется инверсией температуры и солёности, а также слабым апвеллингом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Идентификация полярных циклонов над акваторией Карского моря с помощью гидродинамического моделирования / М. А. Никитин [и др.] // Вести газовой науки. 2015. № 2(22). С. 106–112. URL: <http://www.vesti-gas.ru/sites/default/files/attachments/vgn-2-22-2015-106-112.pdf> (дата обращения: 25.07.2019).
2. Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions / Eds. E. Rasmussen, J. Turner. Cambridge, UK : Cambridge University Press, 2003. 612 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524974>
3. Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends / A. Rinke [et al.] // Environmental Research Letters. 2017. Vol. 12, no. 9. 094006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7def>
4. Heinemann G., Saetra O. Workshop on polar lows // Bulletin of The American Meteorological Society. 2013. Vol. 94, no. 9. ES123–ES126. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00190.1>
5. Walker N. D., Leben R. R., Balasubramanian S. Hurricane-forced upwelling and chlorophyll a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32, iss. 18. L18610. <https://doi.org/10.1029/2005GL023716>
6. Hurricane Harvey Links to Ocean Heat Content and Climate Change Adaptation / K. E. Trenberth [et al.] // Earth's Future. 2018. Vol. 6, iss. 5. P. 730–744. <https://doi.org/10.1029/2018EF000825>
7. Shallow ocean response to tropical cyclones observed on the continental shelf of the north-western South China Sea / B. Yang [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 5. P. 3817–3836. <https://doi.org/10.1002/2015JC010783>
8. Yang B., Hou Y., Li M. Response of the western North Pacific subtropical ocean to the slow-moving super typhoon Nanmadol // Journal of Oceanology and Limnology. 2019. Vol. 37, iss. 3. P. 938–956. <https://doi.org/10.1007/s00343-019-8114-0>
9. Impact of Tropical Cyclones on the Heat Budget of the South Pacific Ocean / S. Jullien [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2012. Vol. 42, no. 11. P. 1882–1906. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0133.1>
10. Pei Y. H., Zhang R. H., Chen D. K. Upper ocean response to tropical cyclone wind forcing: A case study of typhoon Rammasun (2008) // Science China Earth Sciences. 2015. Vol. 58, iss. 9. P. 1623–1632. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5127-1>
11. Observed warming of sea surface temperature in response to tropical cyclone Thane in the Bay of Bengal / S. Mathew [et al.] // Current Science. 2018. Vol. 114, no. 7. P. 1407–1413. <https://doi.org/10.18520/cs/v114/i07/1407-1413>
12. Реакция верхнего слоя Черного моря на прохождение циклона 25–29 сентября 2005 года / Д. А. Яровая [и др.] // Метеорология и гидрология. 2020. (В печати).
13. Saetra O., Linders T., Debernard J. B. Can polar lows lead to a warming of the ocean surface? // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2008. Vol. 60, iss. 1. P. 141–153. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00279.x>
14. Linders T., Saetra O., Bracegirdle T. J. Limited polar low sensitivity to SST // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137, iss. 654. P. 58–69. <https://doi.org/10.1002/qj.718>
15. Blunden J., Arndt D. S. State of the Climate in 2014 // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. Vol. 96, no. 7. ES1–ES267. <https://doi.org/10.1175/2015BAMSStateoftheClimate.1>
16. Blunden J., Arndt D. S. State of the Climate in 2015 // Bulletin of the American Meteorological Society. 2016. Vol. 97, no. 8. S1–S275. <https://doi.org/10.1175/2016BAMSStateoftheClimate.1>
17. Assessing recent warming using instrumentally homogeneous sea surface temperature records / Z. Hausfather [et al.] // Science advances. 2017: Vol. 3, no. 1. e1601207. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601207>
18. Zahn M., von Storch H. A long-term climatology of North Atlantic polar lows // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, iss. 22. L22702. <https://doi.org/10.1029/2008GL035769>

19. *Zahn M., von Storch H.* Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming // *Nature*. 2010. Vol. 467, iss. 7313. P. 309–312. <https://doi.org/10.1038/nature09388>
20. Система диагноза и прогноза термогидродинамических характеристик и ветрового волнения в западных морях российской Арктики и расчет параметров экстремального шторма 1975 г. в Баренцевом море с учетом ледовых условий / Н. А. Дианский [и др.] // *Вести газовой науки*. 2018. № 4(36). С. 156–165. URL: <http://vesti-gas.ru/sites/default/files/attachments/vgn-4-36-2018-156-165.pdf> (дата обращения: 25.07.2019).
21. Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обуславливающих возникновение на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений / Под ред. К. П. Васильева. М. : ВНИИГМИ-МЦД, 1982. 136 с.
22. *Гусев А. В., Дианский Н. А.* Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948–2007 гг. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 1. С. 3–15. <https://doi.org/10.7868/S0002351513060072>
23. *Попов С. К., Лобов А. Л.* Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 9. С. 90–99.
24. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях / С. К. Попов [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 6. С. 68–82.
25. Использование прогностической системы COSMO-RU для исследования свойств полярных циклонов: эпизод 25–27 марта 2014 года / М. А. Никитин [и др.] // *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации*. 2016. № 361. С. 128–145.
26. Новые технологии обнаружения айсбергов и прогнозирования их дрейфа в западном секторе Арктики / Е. У. Миронов [и др.] // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. № 2(104). С. 21–32. URL: http://www.aari.ru/misc/publicat/paa/PAA-104/PAA-104_021-032.pdf (дата обращения: 25.07.2019).
27. *Кулаков М. Ю., Макитас А. П., Шутилин С. В.* AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2(92). С. 6–18.
28. TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic / P. Sakov [et al.] // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8, iss. 4. P. 633–656. <https://doi.org/10.5194/osd-9-1519-2012>
29. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 / W. C. Skamarock [et al.]. NCAR Technical Notes. Boulder, Colorado : National Center for Atmospheric Research USA, 2008. 113 p. URL: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes%3A500/datastream/PDF/view> (дата обращения: 25.07.2019).
30. *Дианский Н. А.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М. : Физматлит, 2013. 272 с.
31. *Moshonkin S. N., Zalesny V. B., Gusev A. V.* Simulation of the Arctic–North Atlantic Ocean circulation with a two-equation k-omega turbulence parameterization // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2018. Vol. 6, iss. 3. 95. <https://doi.org/10.3390/jmse6030095>
32. *Залесный В. Б.* Численное моделирование термохалинной циркуляции Мирового океана // *Метеорология и гидрология*. 1998. № 2. С. 54–64.
33. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море / И. М. Кабатченко [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2001. № 5. С. 61–71.
34. *Ефимов В. В., Комаровская О. И.* Формирование Новоземельской боры // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 2. С. 3–11. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-2-3-11>
35. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики / Н. А. Дианский [и др.] // *Арктика: экология и экономика*. 2014. № 1(13). С. 57–73. URL: [http://www.arctica-as.ru/docs/057_073_ARKTICA_1\(13\)_03_2014.pdf](http://www.arctica-as.ru/docs/057_073_ARKTICA_1(13)_03_2014.pdf) (дата обращения: 25.07.2019).

36. World Ocean Atlas 2013. Volume 1: Temperature / Ed. S. Levitus. Silver Spring, MD : NOAA/NESDIS, 2013. 40 p. (NOAA Atlas NESDIS 73). doi:10.7289/V55X26VD
37. Papritz L., Spengler T. A. Lagrangian Climatology of Wintertime Cold Air Outbreaks in the Irminger and Nordic Seas and Their Role in Shaping Air-Sea Heat Fluxes // Journal of Climate. 2017. Vol. 30, no. 8. P. 2717–2737. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0605.1>
38. Carscadden J. E., Gjosæter H., Vilhjálmsson H. A comparison of recent changes in distribution of capelin (*Mallotus villosus*) in the Barents Sea, around Iceland and in the Northwest Atlantic // Progress in Oceanography. 2013. Vol. 114. P. 64–83. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.05.005>
39. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л. : Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
40. Price J. F. Upper Ocean Response to a Hurricane // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, no. 2. P. 153–175. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2)
41. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas / U. Schauer [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2002. Vol. 49, iss. 12. P. 2281–2298. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00125-5)
42. Махотин М. С., Иванов В. В. Распространение атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. 2016. Вып. 361. С. 169–191. URL: <http://method.meteorf.ru/publ/tr/tr361/mahot.pdf> (дата обращения: 25.07.2019).
43. Нестеров Е. С. Экстремальные циклоны над морями европейской части России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 1(367). С. 97–115. URL: <http://method.meteorf.ru/publ/tr/tr367/05.pdf> (дата обращения: 25.07.2019).
44. Jaimes B., Shay L. K. Enhanced Wind-Driven Downwelling Flow in Warm Oceanic Eddy Features During the Intensification of Tropical Cyclone Isaac (2012): Observations and Theory // Journal of Physical Oceanography. 2015. Vol. 45, no. 6. P. 1667–1689. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0176.1>
45. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 1. М. : Мир, 1986. 397 с.

Об авторах:

Дианский Николай Ардадьевич, главный научный сотрудник, кафедра физики моря и вод суши физического факультета, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 2), доктор физико-математических наук, доцент, **ORCID ID: 0000-0002-6785-1956, ResearcherID: R-8307-2018**, nikolay.diansky@gmail.com

Панасенкова Ирина Игоревна, младший научный сотрудник, отдел численного моделирования гидрофизических процессов, лаборатория оперативного моделирования, Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (119034, Россия, г. Москва, Кропоткинский пер., д. 6), **ORCID ID: 0000-0002-8338-4825, ResearcherID: AAE-4131-2019**, ipanasenkova@mail.ru

Фомин Владимир Васильевич, старший научный сотрудник, отдел численного моделирования гидрофизических процессов, лаборатория оперативного моделирования, Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (119034, Россия, г. Москва, Кропоткинский пер., д. 6), **ORCID ID: 0000-0001-8857-1518, ResearcherID: C-2124-2017**, vladimir-fomin@live.com