

УДК 551.466.8

© Б. А. Каган, А. А. Тимофеев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

E-mail: kagan@ioras.nw.ru, timofeev@ioras.nw.ru

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИССИПАЦИИ БАРОКЛИННОЙ ПРИЛИВНОЙ ЭНЕРГИИ И СВЯЗАННОГО С НЕЙ КОЭФФИЦИЕНТА ДИАПИКНИЧЕСКОЙ ДИФФУЗИИ КАК ПЕРВЫЙ ШАГ ОЦЕНИВАНИЯ РОЛИ ПРИЛИВНЫХ ЭФФЕКТОВ В ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Статья поступила в редакцию 26.03.2020, после доработки 16.06.2020

Для определения диссипации бароклиной приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии привлекается высокоразрешающая версия трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, снабженная косвенным способом описания приливных эффектов. Последние параметризуются в терминах скорректированного (с учетом диапикнической диффузии) коэффициента вертикальной турбулентной диффузии. Коэффициент диапикнической диффузии находится из решения вспомогательной задачи о динамике и энергетике внутренних приливных волн. Полученное решение показывает, что коэффициенты вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии, характеризующие интенсивность соответствующей диффузии, имеют близкие порядки величин, что поля климатических характеристик моря подвержены поэтому весьма заметным изменениям за счет индуцируемой внутренними приливными волнами диапикнической диффузии и что, следовательно, вывод, сделанный ранее, о важной роли приливных эффектов в формировании климатических характеристик Баренцева и Карского морей, предварительно остается в силе и для моря Лаптевых.

Ключевые слова: диссипация бароклиной приливной энергии, коэффициенты вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии, моделирование, море Лаптевых.

© B. A. Kagan, A. A. Timofeev

Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

E-mail: kagan@ioras.nw.ru, timofeev@ioras.nw.ru

THE DETERMINATION OF BAROCLINIC TIDAL ENERGY DISSIPATION AND ITS RELATED DIAPYCNAL DIFFUSIVITY AS THE FIRST STEP IN ESTIMATING THE ROLE OF TIDAL EFFECTS IN THE FORMATION OF THE LAPTEV SEA'S CLIMATIC CHARACTERISTICS

Received 26.03.2020, in final form 16.06.2020

To determine baroclinic tidal energy dissipation and its related diapycnal diffusivity, we have used a high-resolution version of the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4, equipped with an indirect means for describing tidal effects. The latter are parameterized in the terms of a corrected (with account for diapycnal diffusion) vertical eddy diffusivity. A diapycnal diffusivity is found from the solution of an auxiliary task on dynamics of internal tidal waves (ITWs). The derived solution shows that the vertical eddy and diapycnal diffusivities have nearby orders of magnitude, that the fields of climatic characteristics in the sea are subjected to quite marked changes due to ITW-induced diapycnal diffusion and that, hence, the conclusion obtained early, concerning an important role of tidal effects in the formation of regional climates of the Barents and Kara Seas remains valid for the Laptev Sea as well.

Key words: barotropic tidal energy dissipation, the vertical eddy and diapycnal diffusivities, modeling, the Laptev Sea.

Ссылка для цитирования: Каган Б.А., Тимофеев А.А. Определение диссипации бароклиной приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии как первый шаг оценивания роли приливных эффектов в формировании климатических характеристик моря Лаптевых // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 4. С. 39–49. doi: 10.7868/S2073667320040048

For citation: Kagan B.A., Timofeev A.A. The Determination of Baroclinic Tidal Energy Dissipation and Its Related Diapycnal Diffusivity as the First Step in Estimating the Role of Tidal Effects in the Formation of the Laptev Sea's Climatic Characteristics. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2020, 13, 4, 39–49. doi: 10.7868/S2073667320040048

1. Введение

Обстоятельства сложились так, что исследования диссипации бароклинической приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии в море Лаптевых начались позже таковых в Баренцевом и Карском морях [1, 2]. Отсюда следует, что упомянутые выше исследования вряд ли могут быть причислены к категории пионерских как, например, [3, 4], заложивших основу нового направления в динамике океанских приливов. Речь идет о прогнозе и расчете приливных изменений региональных климатов морских систем, к которым относится и море Лаптевых. Поэтому цель данной статьи была иной: установить, является ли заключение о важной роли внутренних приливных волн (ВПВ) в формировании климатических характеристик в море, содержащееся в первых двух упомянутых выше публикациях, универсальным или уникальным.

2. Косвенный способ описания приливных эффектов

Коротко о способе достижения поставленной цели. Таковым является предложенный в [2] косвенный способ описания приливных эффектов, обусловленных ВПВ. Иначе говоря, предполагается, что диссипация бароклинической приливной энергии индуцируется в море не орографическим сопротивлением, как это считается в [3], а ВПВ. В его основе лежит приближение «слабого взаимодействия», согласно которому, если разность характерных частот и пространственных масштабов турбулентности разного происхождения достаточно велика, то такими взаимодействиями между отдельными ее составляющими можно пренебречь, хотя сами по себе движения, порождающие турбулентность, являются сильно нелинейными. Соответственно индуцируемую диапикническую диффузию можно учесть аддитивно путем добавления ее к вертикальной турбулентной диффузии, контролируемой другими факторами. Короче, в общем случае косвенный способ учета приливных эффектов сводится к отысканию численного решения вспомогательной задачи о динамике и энергетике ВПВ, после чего производится оценка индуцируемой диссипации бароклинической приливной энергии и связанной с ней диапикнической диффузии. Последняя затем складывается с вертикальной турбулентной диффузией, определяемой либо комбинированным (ветровым + термохалинным) форсингом, не включающим приливный, либо, как в данном случае, приливным форсингом в однородном и массообмене с соседними водоемами. Считается также, что в этом случае появление вертикальной структуры скорости в придонном пограничном слое происходит из-за прилипания вязкой жидкости (воды) ко дну. Это обстоятельство, в свою очередь, вызывает генерацию вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии в придонном пограничном слое однородного моря, охватывающем часть водной колонны вблизи дна (точнее, выше нижнего расчетного уровня). В результате находится скорректированный (за счет учета диапикнической диффузии) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, используемый в дальнейшем при интегрировании уравнений гидротермодинамики, описывающих региональный климат моря, в двух случаях — без учета и с учетом ВПВ и индуцируемой ими диапикнической диффузии. После этого скорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии фиксируется, и интегрирование уравнений модели продолжается до выхода решения на квазистационарный или квазипериодический режимы (в зависимости от характера внешнего форсинга). Сравнение обоих решений, учитывающих или не учитывающих приливный форсинг, дает окончательный ответ на вопрос, каков вклад приливов в формирование климатических характеристик моря. В нашем случае, когда из числа внешних форсингов выбирается только один — приливный, — скорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии оценивается как сумма коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, найденной из решения вспомогательной задачи в однородном море (см. пояснения выше), и коэффициента диапикнической диффузии, соответствующего решению той же задачи в стратифицированном море, т. е. вспомогательную задачу при наличии ВПВ (стратифицированное море) и их отсутствии (однородное море) приходится решать дважды.

На первый взгляд может показаться, что принятый здесь способ описания приливных эффектов более трудоемок по сравнению с предложенным в [3]. Опасения, однако, рассеиваются, если вспомнить, что поле ВПВ и индуцируемых им диссипации бароклинической приливной энергии и коэффициента диапикнической диффузии рассчитываются раз и навсегда. Более того, полученные оценки приливных изменений исследуемых характеристик моря, по-видимому, достовернее тех, что были получены с использованием предложенного в [3] способа как отвечающие менее ограничительным предположениям. В этой связи напомним, что в его основе лежат два априорных предположения о неизменности (в горизонтальной плоскости)

вертикального распределения диссипации бароклинной приливной энергии и вертикального масштаба вырождения диссипации, принятого равным его значению в Бразильской котловине. Эти предположения спорны, имея в виду пятнистый характер диссипации в океане. Поэтому отказ от них представляется целесообразным.

3. Используемая модель

Мы уже говорили, что решение вспомогательной задачи о динамике и энергетике ВПВ в море находилось с использованием высокоразрешающей версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, оснащенной косвенным способом описания приливных эффектов. Средний (по площади моря) шаг сетки принимался равным 3.2 км. Такой шаг обеспечивает дискретизацию бароклинного радиуса деформации Россби 4–5 конечными элементами. Детальное описание модели и принятых в ней способов интегрирования модельных уравнений содержатся соответственно в [2, 5]. Учитывая сказанное, во избежание повторений мы сочли возможным ограничиться здесь указанием лишь источников информации, в которых содержатся сведения (в том числе о приливном форсинге), необходимые для реализации модели в море Лаптевых.

При решении вспомогательной задачи о динамике ВПВ в море Лаптевых поток импульса на границе раздела вода-воздух задается равным нулю, а на границе раздела вода-дно параметризуется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным 5×10^{-3} в придонном слое. Нулевыми задаются и потоки тепла и соли на границах раздела вода-воздух и вода-дно. Вертикальный профиль частоты плавучести, характеризующий стратификацию в море, рассчитывается по климатическим полям температуры и солености морской воды, систематизированным в цифровом атласе Арктики [6]. Вертикальный профиль частоты плавучести считается соответственно фиксированным во времени, как это происходит при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов. Приливные колебания уровня на открытой границе моря, выступающие здесь в качестве приливного форсинга, заимствуются из результатов моделирования, полученных в [7] в рамках высокоразрешающей арктической приливной модели. Они ассимилируют всю имеющуюся на день публикации эмпирическую информацию о приливах, включая TOPEX/Poseidon и ERS-1 данные спутниковой альтиметрии. В нашем решении привлечения такой процедуры не предусматривается.

Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. Протяженность моря в вертикальном направлении делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в придонном слое. Топография дна берется из банка данных IBCAO. Шаг по времени выбирается равным 1.4 с, частота ВПВ — совпадающей с частотой гармоники M_2 приливного потенциала. Необходимость выбора такого малого шага по времени диктуется решением эволюционных уравнений для скорости течения, температуры и солености морской воды, а также характеристик турбулентности (кинетической энергии турбулентности и масштаба турбулентности) как систем нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются по формуле Смагоринского [8], коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии — с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [9].

4. Результаты моделирования

Результаты моделирования, полученные для стратифицированного моря, представлены на рис. 1–6. Эти же результаты для однородного моря не приводятся. При необходимости они оговариваются особо. Рассмотрим первые из них, отвечающие случаю стратифицированного моря, подробнее. На рис. 1 хорошо прослеживается полукольцевая структура с чередующимися на ее периферии зонами повышенных и пониженных значений средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии, локальное значение которой, будучи отнесенным к средней плотности морской воды, определяется как произведение коэффициента вертикальной турбулентной вязкости на квадрат локального сдвига скорости. Центр структуры располагается приблизительно в точке с координатами 80° с.ш., 120° в.д. Вне отмеченной структуры диссипация остается малой, не выходящей за пределы 10^{-6} – 10^{-3} Вт/м². Как уже отмечалось, сказанное относится к случаю стратифицированного моря. В однородном море вышеупомянутая структура пропадает, и вместо нее возникает область пониженных значений диссипации, не превышающих 10^{-6} Вт/м². Другая область пониженных значений диссипации обнаруживается в северо-восточной части моря, где диссипация варьирует от менее чем 10^{-6} , до 10^{-3} Вт/м². На остальной площади моря диссипация усиливается, достигая 10^{-1} Вт/м² в северо-западной части и 10^{-3} Вт/м² в юго-западной части моря, примыкающей

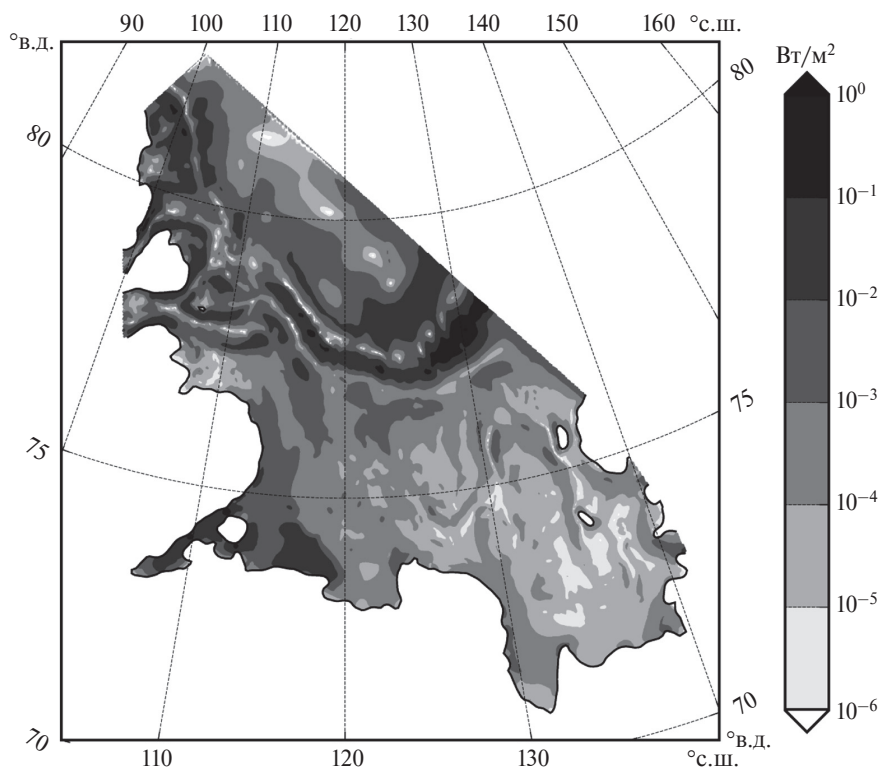


Рис. 1. Пространственное распределение средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии (W/m^2) в стратифицированном море Лаптевых.

Fig. 1. Spatial distribution of the averaged (over tidal cycle) integral in depth baroclinic tidal energy dissipation (in W/m^2) in the stratified Lapev Sea.

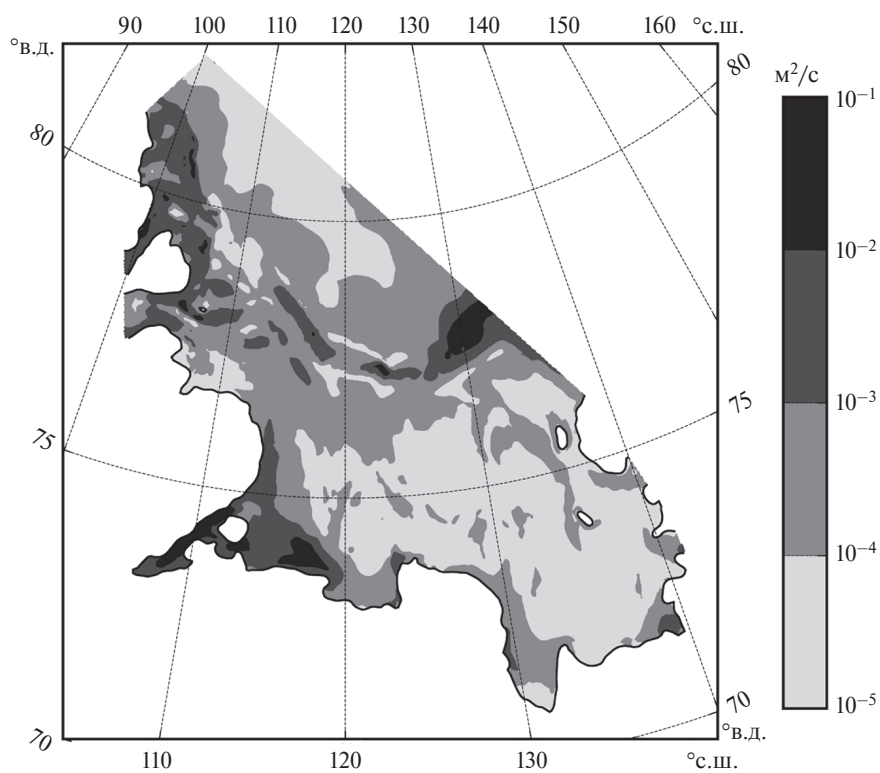


Рис. 2. То же, что на рис. 1, для среднего по глубине коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (m^2/s).

Fig. 2. The same, as in fig. 1, for the mean (over depth) vertical eddy diffusivity (m^2/s).

к Хатангскому заливу. Но главное отличие значений диссипации в стратифицированном и однородном морях — это ее повсеместное усиление в первом случае и ослабление во втором. Причина — увеличение вертикальных сдвигов скорости в стратифицированном море по сравнению с однородным. Чтобы не быть голословными, приведем оценки средней (за приливный цикл и по площади моря) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии. В стратифицированном море она равна 7.3×10^{-3} Вт/м², в однородном — 8.8×10^{-4} Вт/м².

Более или менее близкими между собой получились и пространственные структуры полей средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии и среднего (в том же смысле) коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (ср. рис. 1 и 2). Как и диссипация, последний максимален в северо-западной части моря и минимален в восточной и южной частях, кроме Хатангского зал. и его окрестностей. Здесь средний коэффициент вертикальной турбулентной диффузии изменяется в пределах от 10^{-4} до 10^{-3} м²/с. В восточной и южной частях моря он еще меньше (до 10^{-4} м²/с), а в отдельных пятнах северо-западной части превышает 10^{-2} м²/с. Эта картина в общем свойственна стратифицированному морю. В однородном море коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в центральной части моря, простирающейся от северной открытой границы моря до Хатангского зал., составляет до 10^{-1} м²/с, а вблизи арх. Северная Земля уменьшается до 10^{-4} м²/с, в восточной части моря — до 10^{-4} – 10^{-3} м²/с. Средний (по глубине и площади моря) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии приближается к 10^{-3} м²/с в стратифицированном и 5.5×10^{-3} м²/с в однородном морях. Такое его изменение вызвано затратами турбулентной энергии на преодоление сил плавучести в первом случае и их отсутствием во втором.

Много общего имеют между собой и поля интегральной диссипации (рис. 1) и среднего (по глубине) коэффициента диапикнической диффузии (рис. 3), определяемого, согласно [10], как отношение нормированной на среднюю плотность морской воды диссипации бароклинной приливной энергии к квадрату частоты плавучести с коэффициентом пропорциональности, стандартное значение которого задается равным 0.2. При этом учитывается, что коэффициент диапикнической диффузии в однородном море содержит особенность, обусловленную присутствием в знаменателе его определения квадрата частоты пла-

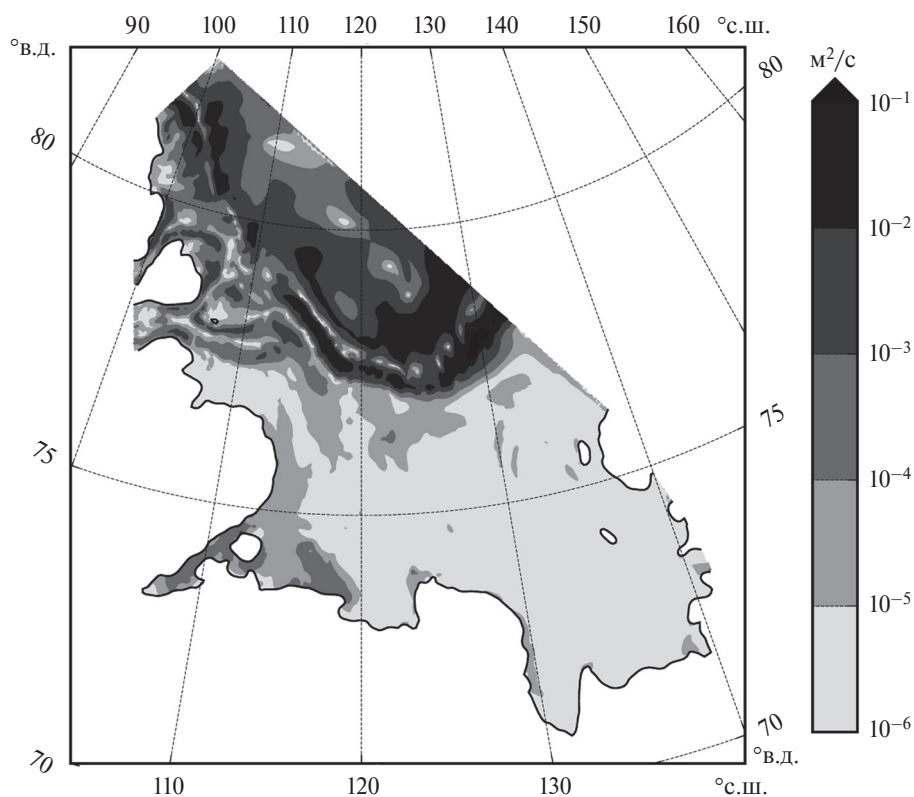


Рис. 3. То же, что на рис. 1, для среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии (м²/с).

Fig. 3. The same, as in fig. 1, for the mean (over depth) diapycnal diffusivity (m²/s).

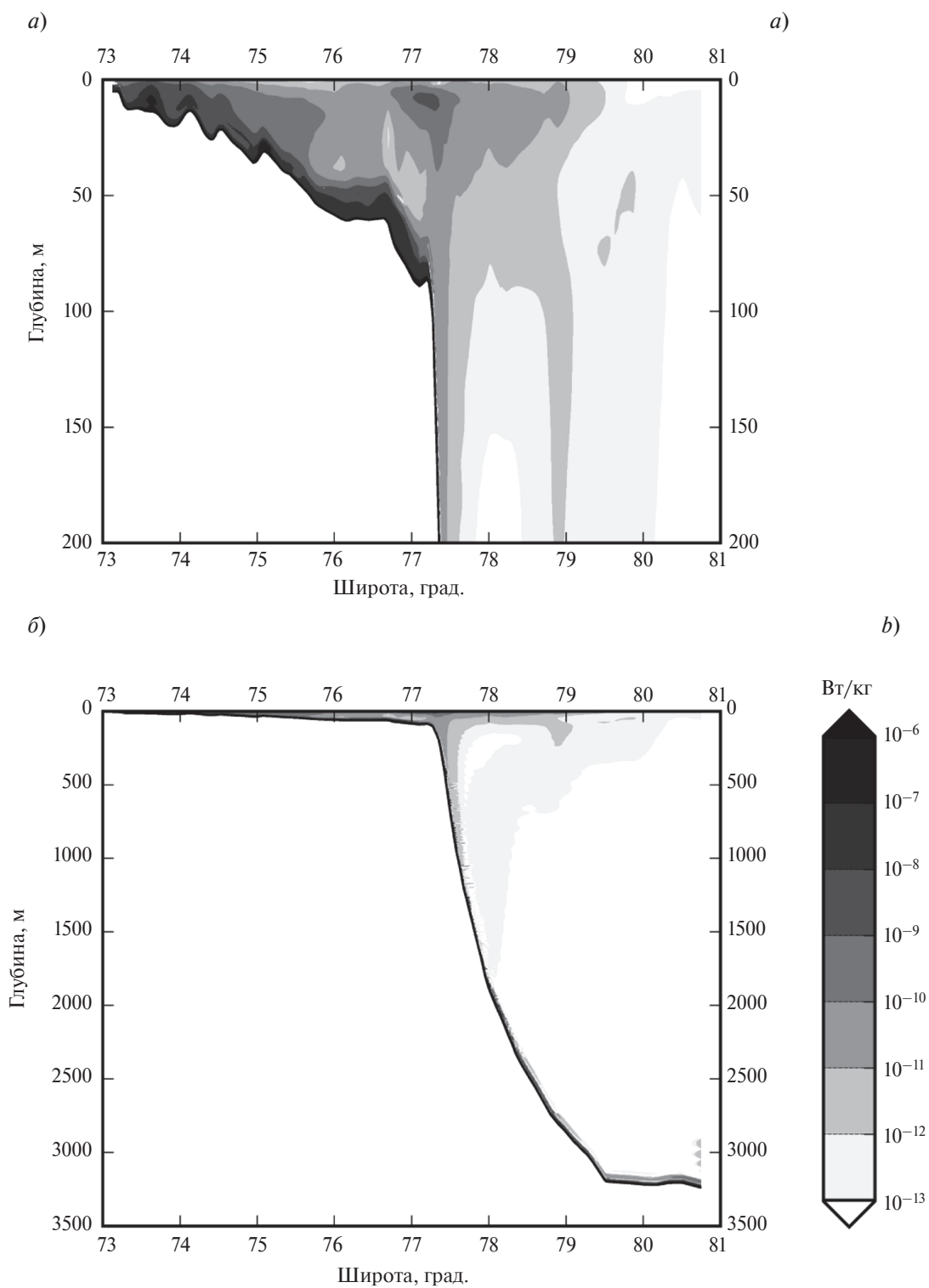


Рис. 4. Меридиональное распределение локальной диссипации бароклинной приливной энергии (Вт/кг) вдоль разреза, совпадающего с меридианом 120 °в.д. в мелководной (а) и глубоководной (б) областях стратифицированного моря Лаптевых.

Fig. 4. Meridional distribution of the local baroclinic tidal energy dissipation (W/kg) along the section, coinciding with the meridian 120 °E, in the shallow-water (a) and deep-water (b) areas of the Laptev Sea.

вучести N^2 . Ее можно обойти, заменив нулевое значение N конечным, при котором коэффициент диапикнической диффузии, характеризующий интенсивность диффузии, будет не меньше его нижнего предельного значения, равного, по определению, коэффициенту кинематической диффузии. Такой прием

равноценен замене однородного моря стратифицированным. Формально отсюда следует, что используемый в стратифицированном море способ описания коэффициента диапикнической диффузии распространяется на однородное море и что, стало быть, диапикническая диффузия в нем существует. Между тем, следует иметь в виду, что в однородном море ВПВ могут быть только вырожденными, не выходящими за пределы

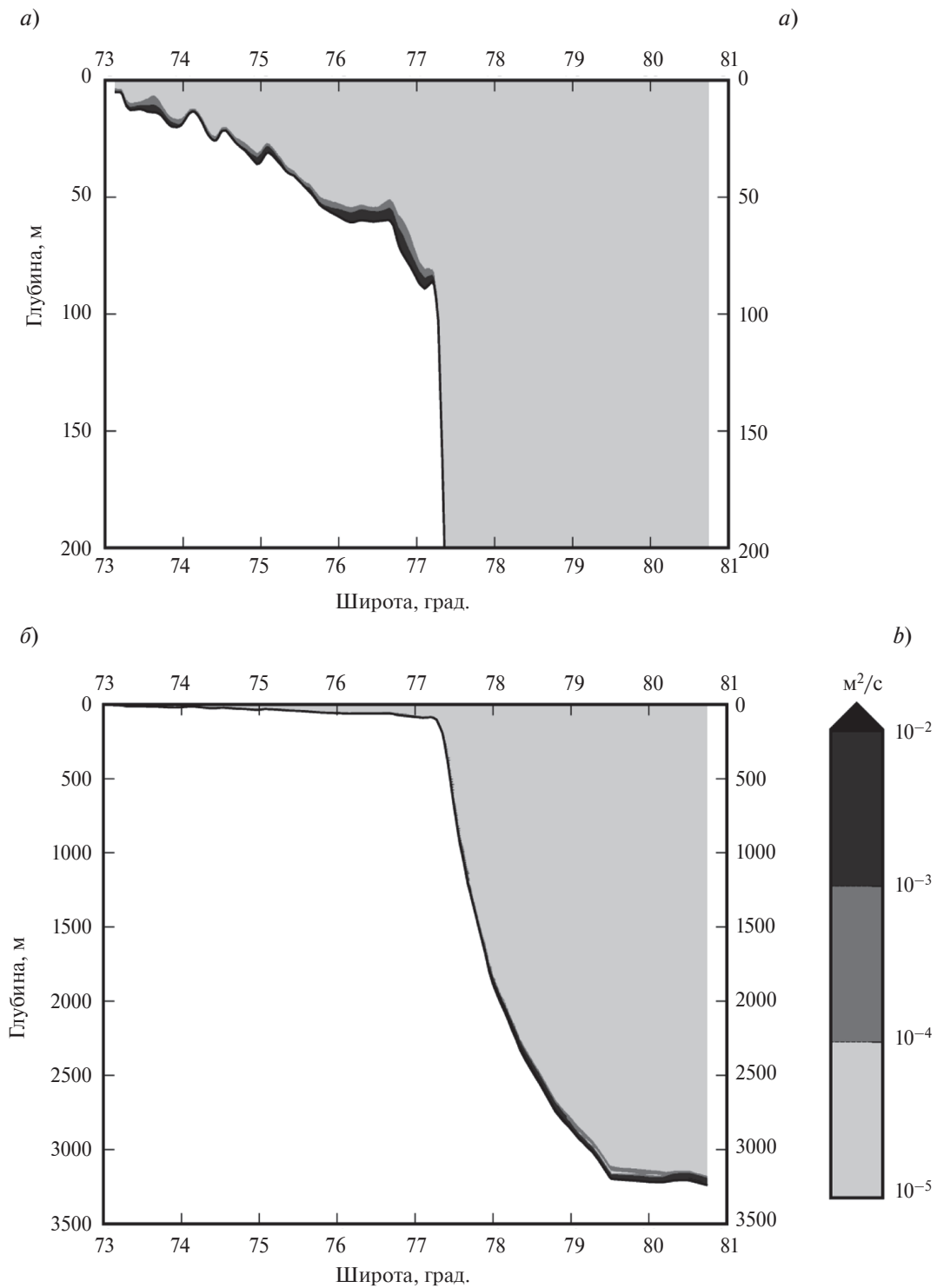


Рис. 5. То же, что на рис. 4, для локального коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (m^2/c). Пояснения см. на рис. 4.

Fig. 5. The same, as in Fig. 4, for the local vertical eddy diffusivity (m^2/s). Explanation see in Fig. 4.

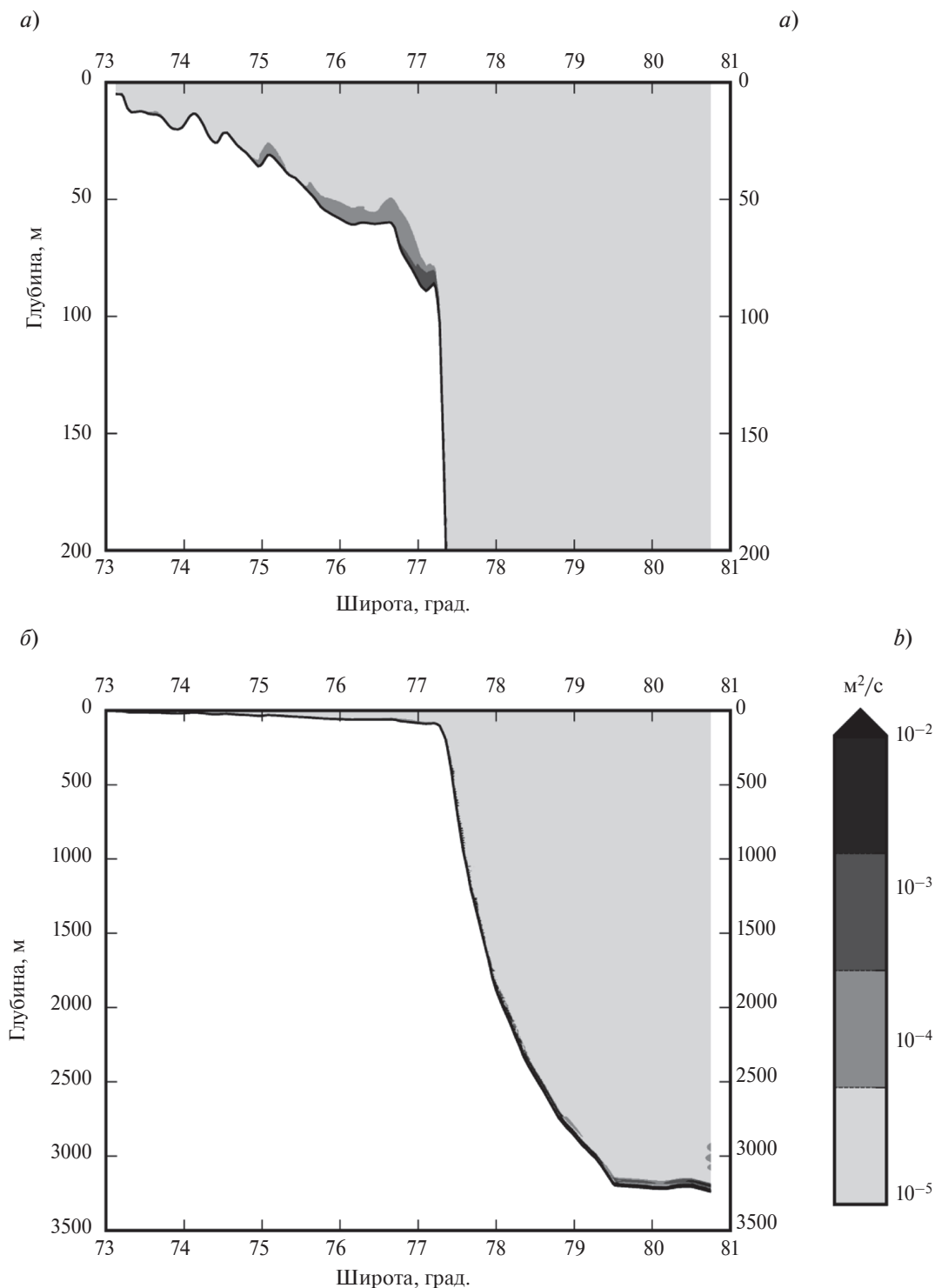


Рис. 6. То же, что на рис. 4, для локального коэффициента диапикнической диффузии (m^2/c). Пояснения см. на рис. 4.

Fig. 6. The same, as in fig. 4, for the local diapycnal diffusivity (m^2/s). Explanation see in Fig. 4.

ограниченной зоны. Необходимо также учесть, что вопрос о подобии диапикнической диффузии в обоих морях, равно как и вопрос о ее существовании в однородном море, пока остаются открытыми. Как и диссипация, средний коэффициент диапикнической диффузии максимален в упоминавшейся выше полукольцевой структуре и минимален в восточной и южной частях моря, кроме Хатангского зал. и его окрестностей,

, где он принимает промежуточные значения. Максимальные значения его составляют 10^{-1} м²/с и даже немного больше, минимальные — до 10^{-6} м²/с, промежуточные не превышают 10^{-3} м²/с. Средний (по глубине и площади моря) коэффициент диапикнической диффузии равен 2.6×10^{-3} м²/с.

О точности воспроизведения приведенных здесь оценок диссипации бароклинной приливной энергии и коэффициентов вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии можно судить косвенно на основании сравнения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в 21 пункте их измерений, а также по результатам сравнения модельных значений параметров эллипсов баротропной скорости приливных течений в 6 пунктах ее регистрации, приведенных в [11]. Средняя квадратическая векторная ошибка расчета приливных колебаний уровня получилась равной 3.4 см, коэффициент корреляции между модельными и наблюдаемыми значениями — 0.746. Большие оси эллипсов скорости оказались отличающимися от наблюдаемых не более, чем на 1.7 см/с, погрешности определения малых осей эллипсов не превышали 2.6 см/с. Направления вращения скорости по результатам моделирования получились совпадающими с наблюдаемыми в 3 пунктах их 6 имеющихся.

Но особенно сильное впечатление оставляют рис. 4–6, на которых изображены распределения вдоль разреза, совпадающего с меридианом 120° в.д., локальной диссипации бароклинной приливной энергии и локальных коэффициентов вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии. Видно, что, во-первых, локальная диссипация усиливается по мере приближения ко дну — факт, подтверждаемый данными наблюдений [12]. Во-вторых, ни локальная диссипация, ни локальные коэффициенты вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии сколько-нибудь резко не усиливаются в районе критической широты (74.5° с.ш.), на которой инерционная частота совпадает с приливной. Отсюда следует, что высоко разрешающее моделирование ВПВ, способствующее более или менее хорошему их воспроизведению, не допускает здесь сколько-нибудь заметного увеличения переменных, скорее всего, из-за влияния ВПВ и индуцируемой ими диапикнической диффузии и, стало быть, напрямую зависит от того, разрешаются ли ВПВ и как хорошо в каждом конкретном случае. Наконец, в стратифицированном море все перечисленные выше характеристики сосредоточены в сравнительно тонком придонном пограничном слое толщиной порядка нескольких метров, могущем распространиться в однородном море (и результаты моделирования подтверждают это) вплоть до свободной поверхности моря.

Известно, что к выводам, полученным для условий однородного моря и затем без каких-либо пояснений перенесенным на случай стратифицированного моря, следует относиться с известной осторожностью. К тому же, если из всех форсингов, участвующих в формировании полей климатических характеристик моря, выбирается один — приливный, — после чего отвечающие ему коэффициенты вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии сопоставляются друг с другом, то в конечном счете, судя по результатам моделирования в стратифицированном море, средний (по глубине и площади моря) коэффициент диапикнической диффузии будет примерно в два с половиной раза больше, чем средний (в том же смысле) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, так что пренебрегать вкладом диапикнической диффузии в формирование вертикальной турбулентной диффузии, как это обычно делается, нет никаких оснований. Иначе говоря, приливные изменения климатических характеристик моря, возникающие при замене нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии его скорректированным значением, разным в каждой узловой точке сеточной области, и косвенно описывающим приливные эффекты, могут быть отнюдь не малыми, и потому их следует принимать во внимание, каким бы непривычным ни казалось это утверждение.

Далее, если средний коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, контролируемый приливным форсингом, соизмерим со средним коэффициентом диапикнической диффузии, то под влиянием диапикнической диффузии будут индуцироваться возмущения климатических характеристик моря, и усовершенствование существующих методов их прогноза и расчета станет возможным только при надлежащем учете порождаемых ВПВ приливных эффектов.

5. Заключение

Просуммируем теперь сказанное. Установлено, что нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, контролируемый приливным форсингом и массообменом с соседними водоемами, и коэффициент диапикнической диффузии имеют близкие порядки величин. Соответственно можно ожидать, что влияние порождаемой ВПВ диапикнической диффузии вызовет заметные изменения климатических характеристик моря, и усовершенствованный их прогноз и расчет станет возможным только при надлежащем учете приливных эффектов. Другими словами, если ответственность за формирование

климатических характеристик моря возлагается на климатообразующие факторы непривливого происхождения, то роль приливного форсинга, в качестве которого здесь выступают приливные колебания уровня на открытой границе исследуемой области, сводится к генерации детектируемых изменений регионального климата моря.

6. Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема 0149–2019–0015).

Литература

1. Каган Б.А., Софьина Е.В. О пространственной изменчивости диссипации бароклинной приливной энергии в океане и связанной с ней диапикнической диффузии в Баренцевом море // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 1. С. 26–31.
2. Каган Б.А., Софьина Е.В., Тимофеев А.А. Влияние приливов на климатические характеристики Карского моря в безледный период // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55, № 2. С. 51–60.
3. Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. N 5. P. 811–814.
4. Mueller M., Haak H., Jungclaus J.H., Suendermann J., Thomas M. The effect of ocean tides on a climate model simulation // *Ocean Model.* 2010. V. 35. N 4. P. 304–313.
5. Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Report Number NML-95-1, Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 1995, 46 p. URL: http://www-nml.dartmouth.edu/Publications/internal_reports/NML-95-1/95-1/Q3_3.ps (дата обращения: 15.10.2020).
6. Environmental Working Group Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. Oceanography Atlas for the summer period / Ed. by Tanis E., Timokhov L. Boulder, Colorado USA. NSIDC. 1997. doi: <https://doi.org/10.7265/N5H12ZX4>
7. Padman L., Erofeeva S. A barotropic reverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02303, doi: 10.1029/2003GL019003
8. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations // *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. N 3. P. 99–164.
9. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20, N 4. P. 851–875.
10. Osborn T.R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10, N 1. P. 83–89.
11. Каган Б.А., Тимофеев А.А. Динамика и энергетика полусуточных приливов в море Лаптевых: результаты высококоразрешающего моделирования поверхностного прилива M_2 // *Фундам. прикл. гидрофиз.* 2020. Т. 13, № 1. С. 15–23.
12. Polzin K.L., Toole J.M., Ledwell J.R., Schmitt R.W. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean // *Science*. 1997. V. 276, N 5309. P. 93–96.

References

1. Kagan B.A., Sofina E.V. The spatial variability of the baroclinic tidal energy dissipation and the associated diapycnal diffusion in the Barents Sea. *Oceanology*. 2015, 55, 20–24. doi:10.1134/S0001437015010075
2. Kagan B.A., Sofina E.V., Timofeev A.A. The Tidal Effect on Climatic Characteristics of the Kara Sea in the Ice-Free Period. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2019, 55, 188–195. doi: 10.1134/S0001433819020087
3. Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography. *Geophys. Res. Lett.* 2001, 28, 5, 811–814.
4. Mueller M., Haak H., Jungclaus J.H., Suendermann J., Thomas M. The effect of ocean tides on a climate model simulation. *Ocean Model.* 2010, 35, 4, 304–313.
5. Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Report Number NML-95-1, Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 1995, 46 p. URL: http://www-nml.dartmouth.edu/Publications/internal_reports/NML-95-1/95-1/Q3_3.ps (дата обращения: 15.10.2020).
6. Environmental Working Group Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. Oceanography Atlas for the summer period / Ed. by Tanis E., Timokhov L. Boulder, Colorado USA. NSIDC. 1997. doi: 10.7265/N5H12ZX4

7. Padman L., Erofeeva S. A barotropic reverse tidal model for the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31, L02303. doi: 10.1029/2003GL019003
8. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. *Month. Weather Rev.* 1963, 91, 3, 99–164.
9. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982, 20, 4, 851–875.
10. Osborn T.R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.* 1980, 10, 1, 83–89.
11. Kagan B.A., Timofeev A.A. Dynamics and energetics of tides in the Laptev Sea: the results of high-resolving modeling of the surface semidiurnal tide M_2 . *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2020, 13, 1, 15–23. doi: 10.7868/S2073667320010025 (in Russian)
12. Polzin K.L., Toole J.M., Ledwell J.R., Schmitt R.W. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science*. 1997, 276, 5309, 93–96.