

УДК 551.466.8

## ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ НА ВНУТРЕННИЕ ПРИЛИВЫ И ИНДУЦИРУЕМУЮ ИМИ ДИАПИКНИЧЕСКУЮ ДИФФУЗИЮ В БЕЗЛЕДНОМ КАРСКОМ МОРЕ

© 2020 г. Б. А. Каган<sup>1</sup>, Е. В. Софьина<sup>1, \*</sup>, А. А. Тимофеев<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: soffina\_k@mail.ru

Поступила в редакцию 17.11.2017 г.

После доработки 27.09.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 используется для изучения влияния горизонтальной неоднородности стратификации на внутренние приливы и индуцируемую ими диапикническую диффузию в безледном Карском море. В рамках этой модели были выполнены два численных эксперимента. В первом из них стратификация предполагалась горизонтально-однородной и определяемой по данным *in situ* измерений эволюции температуры и солёности морской воды в центральной части моря, во втором – горизонтально-неоднородной и определяемой значениями температуры и солёности, найденными в процессе решения задачи. Показано, что при замене горизонтально-однородной стратификации неоднородной происходит увеличение амплитуд внутренних приливов и уменьшение амплитуд бароклинной составляющей приливной скорости в основании пикноклина над поднятием дна. Последнее обстоятельство (понижение амплитуд бароклинной составляющей скорости вместо их повышения, типичного для исследуемых волн в линейном приближении), вероятно, связано с дезинтеграцией внутренних приливных волн в районе критической широты в пакеты нелинейных короткопериодных внутренних волн. Похожая ситуация складывается при обращении к диссипации бароклинной приливной энергии: в зависимости от местоположения пункта в море она либо ослабевает, либо усиливается. Изменения диссипации и стратификации сопровождаются вариациями диапикнической диффузии, а вслед за ними соответствующими приливными изменениями климата исследуемой морской системы.

**Ключевые слова:** внутренние приливные волны, горизонтально-однородная и неоднородная стратификация, моделирование, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157420020045

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Известны две работы [1, 3], посвященные систематическому исследованию внутренних приливов (или, иначе, внутренних приливных волн, ВПВ) в Карском море. Во второй из них для воспроизведения ВПВ использовалась двумерная (в вертикальной плоскости) модель их генерации. ВПВ считались плоскими и распространяющимися под прямым углом к неровностям морского дна. Тем самым, изменчивость параметров ВПВ в направлении нормали к неровностям дна предполагалась много большей, чем по касательной к ним. Это предположение, безусловно, верно, что, однако, не исключает необходимости воспроизведения трехмерной структуры ВПВ, каковой она и является в действительности. Более того, имеются свидетельства (см., например, [9]), в соответствии с которыми горизонтальный волновой

поток бароклинной приливной энергии, определяющий, помимо прочего, бюджет бароклинной приливной энергии, зависит от размерности модели (двумерная она или трехмерная).

В первой из названных работ для воспроизведения ВПВ привлекалась трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. В обеих работах вертикальная стратификация задавалась горизонтально-однородной и принималась равной либо характерной вдоль вертикальной плоскости, как в [3], либо определялась усреднением вертикальных профилей температуры и солёности морской воды в центральной части моря, лучше других обеспеченной данными *in situ* измерений, как в [1]. Такое же допущение о горизонтальной однородности стратификации используется и в более крупномасштабных (глобальных) моделях ВПВ (см. [6, 18]), где оно

оправдывается отсутствием ветрового и термохалинного форсингов, ответственных, как сейчас признается, за поддержание горизонтально-неоднородной стратификации.

Третьей работой, имеющей косвенное отношение к обсуждаемой теме, является работа [2], в которой по данным спутниковых радиолокационных зондирований морской поверхности устанавливается, где именно в Карском море генерируются короткопериодные внутренние волны (КВВ). Последние, в отличие от ВПВ, могут свободно перемещаться за пределами критической широты, на которой приливная и инерционная частоты совпадают. Естественно задаться вопросом: какое отношение имеют КВВ к интересующим нас ВПВ? В этой связи вспомним, что ВПВ вблизи критической широты теряют способность распространяться как свободные волны (захватываются критической широтой) и дезинтегрируются (распадаются в пакеты КВВ). В результате КВВ на морской поверхности можно рассматривать в качестве индикатора не только распада ВПВ и генерации КВВ, но и ориентировочно генерации ВПВ (если ВПВ удерживаются неподалеку от очагов их генерации). Однако если очаги генерации ВПВ совпадают или находятся неподалеку от очагов их распада, то они должны располагаться в прол. Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и вблизи м. Желания (о-ва Новая Земля), т.е. там, где проявления КВВ на морской поверхности наблюдаются чаще всего. Свидетельством этого могут служить данные спутникового радиолокационного зондирования морской поверхности [2] и результаты моделирования [1].

Особого упоминания заслуживает очаг генерации ВПВ в прол. Карские Ворота. В нем разность амплитуд ВПВ, предсказываемых двумерной и трехмерной моделями, оказывается наибольшей: судя по [3], здесь амплитуды ВПВ достигают 50 м, тогда как, согласно [1], очаг генерации ВПВ, расположенный в прол. Карские Ворота, ничем не отличается от других перечисленных выше. Отличия амплитуд ВПВ в прол. Карские Ворота в обоих случаях скорее всего связаны с выбором разных астрономических условий в течение сизигийно-квадратурного цикла.

Далее, в [5, 6] было показано, что задание горизонтально-однородной стратификации чревато искажением амплитуд ВПВ в высоких широтах океана. Причина — определение вертикальной стратификации в высоких широтах по типичным вертикальным профилям температуры и солёности морской воды для субтропиков, где стратификация выражена сильнее (больше отличается от нейтральной), нежели в высоких широтах. Соответственно при горизонтально-однородной стратификации амплитуды ВПВ здесь будут мень-

ше, чем при неоднородной, и потому занижение амплитуд ВПВ в высоких широтах есть следствие распространения на них стратификации, присущей субтропикам. Его результатом будут обязательные расхождения между предсказываемыми и наблюдаемыми значениями параметров ВПВ в высоких широтах.

Что касается влияния горизонтальной неоднородности стратификации на ВПВ в Карском море, то о его последствиях совсем ничего не известно. С учетом этого обстоятельства, мы видели цель настоящей работы в том, чтобы попытаться оценить влияние горизонтально-неоднородной стратификации на динамику ВПВ и индуцируемую ими диапикническую диффузию в безледном Карском море и тем самым установить, как она отличается от динамики ВПВ, соответствующей горизонтально-однородной стратификации. Их отличия, на первый взгляд, представляются неизбежными.

## 2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОДЕЛИ И ИСТОЧНИКАХ ЭМПИРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ПРИ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ

Подробное описание принятой модели QUODDY-4 дается в [7]. Поэтому во избежание повторений мы остановимся только на специфических особенностях модели, источниках эмпирической информации, используемой при ее реализации, и некоторых дополнительных подробностях, знание которых не обязательно, но желательно.

Специфическими особенностями модели являются: 1) подтверждаемое *a posteriori* предположение о том, что приливные колебания уровня в однородном и стратифицированном морях не очень сильно отличаются друг от друга; 2) колебания уровня определяются т.н. двумерным обобщенным волновым уравнением неразрывности; 3) бароклинные составляющие скорости (отклонения фактической скорости от средней по глубине (баротропной)), индуцируемые ВПВ, генерируются внутри стратифицированной области моря и распространяются к его открытой границе. Поэтому на ней оправдано задать условие излучения, сводящееся при достаточно высоких вычислительных фазовых скоростях распространения сигнала к градиентному условию; и 4) эволюционные уравнения для скорости, температуры и солёности морской воды и характеристик турбулентности (кинетической энергии и масштаба турбулентности) могут быть решены в каждой узловой точке как одномерные (по вертикали) неоднородные обыкновенные дифференциальные уравнения. Использование такого способа сопряжено с необходимостью уменьшения (во избежание вычислительной неустойчивости) ша-

га по времени по сравнению с его общепринятым значением.

При оценивании ветрового форсинга поток импульса на границах раздела вода–воздух и вода–дно аппроксимируется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным  $1.3 \times 10^{-3}$  в придном и  $5.0 \times 10^{-3}$  в придонном слоях. Летние значения потоков тепла и соли, необходимые для задания термохалинного форсинга, аппроксимируются восстанавливающими (restoring) граничными условиями, описывающими потоки пропорциональными разностям климатических и предсказываемых значений переменных с коэффициентом пропорциональности, имеющим смысл обратного времени восстановления. Время восстановления для температуры и солёности морской воды принимается одинаковым и равным  $10^5$  с, т.е. по классификации, принятой в [8], восстановление предсказываемых значений температуры и солёности морской воды к их климатическим значениям считается сильным.

Климатические значения температуры и солёности морской воды в летний сезон берутся из цифрового атласа Арктики [20], систематизирующего результаты *in situ* измерений за всю историю исследований Арктики. Отклонения уровня свободной поверхности океана от его среднего положения на открытых границах рассматриваемой области принимаются равными их значениям по данным CNES-CLS09 средней глобальной динамической топографии свободной поверхности, дополненными данными спутниковой альтиметрии и результатами *in situ* измерений [17]. Информация о скорости ветра в придном слое заимствуется из данных NCEP-NCAR(R1) реанализа [10], который известен тем, что лучше большинства более современных реанализов согласуется с данными измерений скорости приземного ветра на дрейфующих станциях “Северный Полюс” [11]. Вертикальные профили частоты плавучести, характеризующие стратификацию, в начальный момент времени рассчитываются по климатическим полям температуры и солёности морской воды для лета, а в последующем — с использованием предсказываемых их значений. Соответственно вертикальные профили частоты плавучести считаются эволюционирующими, а не фиксированными, как это имеет место при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов, т.е. ответственность за формирование горизонтальной изменчивости стратификации возлагается на факторы неприливного происхождения.

Приливный форсинг, задаваемый приливными колебаниями уровня на открытой границе, идентифицируется по результатам моделирования, полученным в [14] в рамках высокоразрешающей арктической приливной модели. Модель

в [14] ассимилирует всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая TOPEX/Poseidon и ERS-1 данные спутниковой альтиметрии, в модели [1] использование этой процедуры не предусматривалось. Соответственно неявно предполагается, что поверхностные приливы в стратифицированном и однородном морях не очень сильно отличаются друг от друга.

Карское море дискретизируется неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением, в среднем по площади моря равным 2.5 км. В общем горизонтальное разрешение принимается зависящим от локальной глубины: чем меньше глубина, тем подробнее горизонтальное разрешение. В результате бароклинный радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный в безледном Карском море 11.1 км, дискретизируется посредством 4–5 конечных элементов. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости толща моря делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в поверхностном и придонных слоях моря. Топография дна берется из банка данных IVCAO. Шаг по времени полагается равным 4 с, частота ВПВ — совпадающей с частотой гармоники  $M_2$  приливного потенциала. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии находятся по формуле Смагоринского [19], коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии оцениваются с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [12].

Заметим, что, поскольку горизонтальная неоднородность стратификации считается поддерживаемой ветровым и термохалинным форсингами, решение задачи с учетом неоднородной стратификации ищется при задании суммарного (ветрового + термохалинного + приливного) форсинга, без ее учета — только приливного форсинга. В обоих случаях амплитуды ВПВ рассчитываются по формуле  $a_{ВПВ} = W_a / \sigma_{M_2}$ , вытекающей из определений вертикальной скорости и вертикальных смещений частиц жидкости как гармонических функций времени, здесь  $W_a$  — амплитуда приливных колебаний вертикальной скорости,  $\sigma_{M_2}$  — частота волны  $M_2$ . Для оценки  $W_a$  используется гармонический анализ временного ряда вертикальной скорости. Гармонический анализ применяется также для оценки амплитуд приливных колебаний горизонтальной скорости при задании суммарного форсинга. При этом существование стационарных баротропной и бароклинной составляющих горизонтальной скорости считается обусловленным неперiodическими факторами ветрового и термохалинного происхождения и медленно эволюционирующей во времени остаточной приливной циркуляцией

вод, тогда как при задании приливного форсинга — только остаточной приливной циркуляцией, обязанной своим происхождением дополнительному приливному напряжению. Причина, почему вместо стандартного выражения для амплитуд ВПВ  $a_{ВПВ} = g'/N^2$ , где  $g'$  — редуцированное ускорение свободного падения и  $N$  — частота плавучести, привлекается выражение  $a_{ВПВ} = W_a/\sigma_{M_2}$ , кроется в присутствии в знаменателе первого из них квадрата обратной частоты плавучести, представляющего собой в морских системах высоких широт малую разность больших величин.

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима с момента времени, когда море считается находящимся в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность — отсутствующей. Квазистационарный и квазипериодический режимы предполагаются установленными, когда средние (за приливный цикл) относительные значения баротропной и интегральной по глубине бароклинной энергии изменяются не более чем на 1%. Это условие, как показывают данные численных расчетов, выполняется за 15 и 25 сут для приливного и ветрового + термохалинного + приливного форсингов соответственно.

### 3. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНО-ОДНОРОДНОЙ И НЕОДНОРОДНОЙ СТРАТИФИКАЦИЯХ

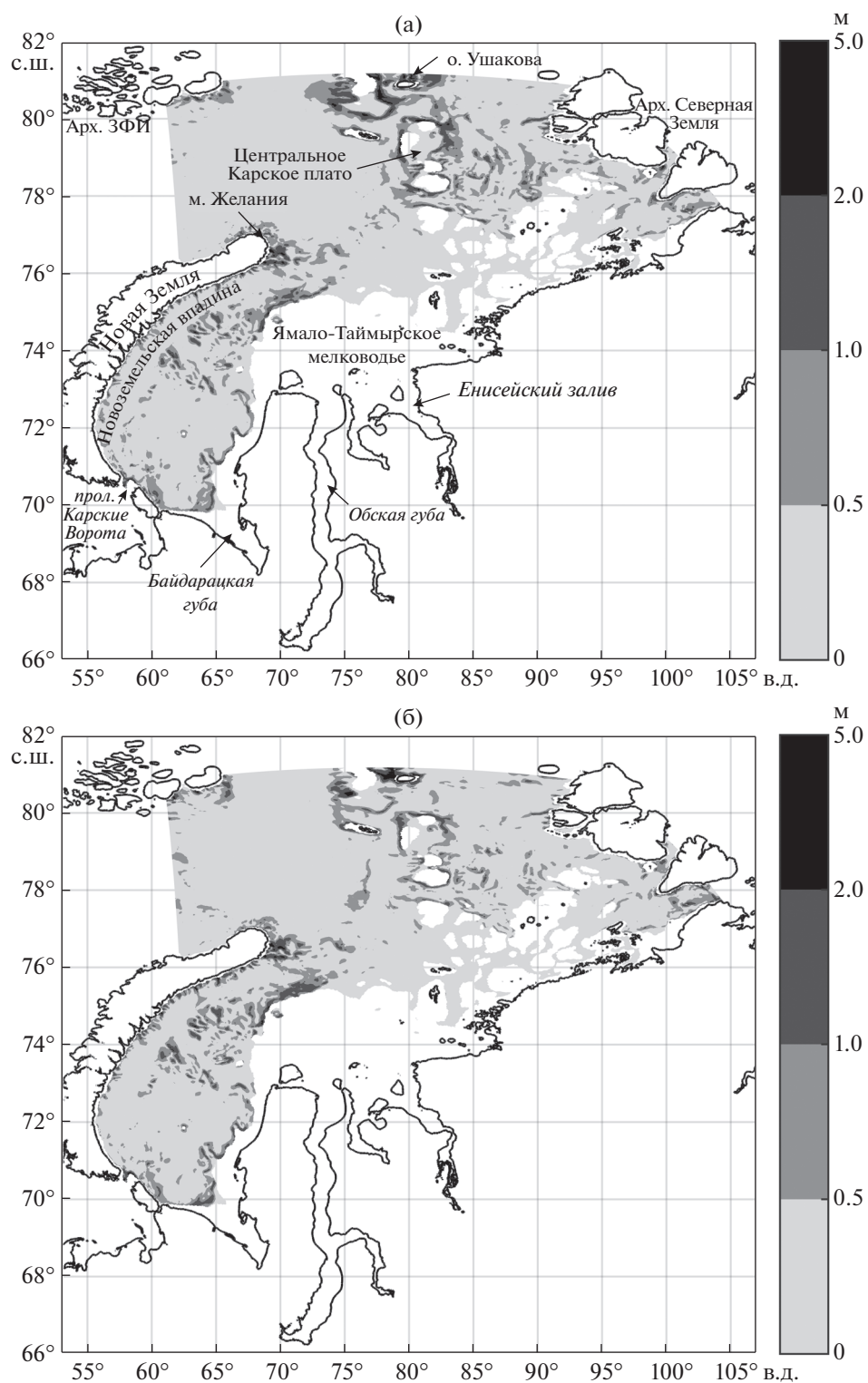
Мы обсудим результаты двух численных экспериментов. В первом из них стратификация принимается горизонтально-однородной, во втором — неоднородной. Способ задания стратификации в первом эксперименте описывался во Введении, во втором — определялся в точности так же, как это сообщается в разделе 2, т.е. стратификация определялась в процессе решения задачи по предсказываемым вертикальным профилям температуры и солености морской воды. В качестве внешнего форсинга в первом случае задавался приливный форсинг, во втором — суммарный (ветровой + термохалинный + приливный). Здесь, как обычно, предполагается, что за поддержание горизонтально-неоднородной стратификации ответственны ветровой и термохалинный форсинги. Все прочие параметры модели сохраняются такими же, как и в первом случае.

Начнем с обсуждения поля амплитуд ВПВ в основании пикноклина, глубина которого в центральной части моря равна 40 м. Оно представлено на рис. 1. Видно, что оба поля, отвечающие двум типам стратификации, остаются подобными друг другу как в качественном, так и в количественном отношении. Это касается прежде всего общей картины, представляющей собой мозаику

самых разнообразных пятен. Присущие им значения амплитуд ВПВ генерируются, главным образом, над поднятиями дна в окрестности юго-восточных о-вов арх. Земля Франца-Иосифа, в юго-западной, центральной и восточной частях и вырождаются в северо-западной, южной и юго-восточной частях моря. Амплитуды ВПВ в пятнах варьируются от 0.5 до 1.5 м. ВПВ с амплитудами, меньшими 0.25 м, считаются пренебрежимо малыми. Перечисленные амплитуды преобладают в Карском море. Это, однако, не означает, что в нем ВПВ с амплитудами, превышающими 1.5 м, невозможны. В этом отношении весьма показательны окрестности о. Ушакова, часть моря, примыкающая к северо-восточному побережью о-вов Новая Земля, и поднятие дна в центральной части моря, где при обоих типах стратификации амплитуды ВПВ могут достигать 4–8 м. Эти значения амплитуд еще меньше детектируемых по данным *in situ* измерений эволюций солености воды в верхнем 30–40-метровом слое в центральной части моря, свидетельствующими о существовании амплитуд ВПВ, равных 10–12 м [15], но уже меньше отличаются от наблюдаемых. В юго-западной части моря предсказываемые моделью амплитуды ВПВ близки к 2 м [4]. Приведенная оценка неплохо согласуется с данными измерений эволюции температуры воды в указанном районе моря. Судя по ним [4], амплитуды ВПВ составляют здесь 2.5 м. Если учесть, что обе оценки относятся к разным глубинам (к диапазону глубин 15–25 м по данным измерений и к фиксированной глубине, равной 40 м, по результатам моделирования), расхождения между ними можно считать приемлемыми или, во всяком случае, объяснимыми.

Разность амплитуд ВПВ при том или другом типах стратификации (рис. 1в) невелики и, как правило, не превышают  $\pm 0.5$  м, где знак “+” означает, что амплитуда ВПВ, как и любой другой переменной, встречающейся в тексте, при горизонтально-неоднородной стратификации больше, чем при горизонтально-однородной, знак “–” — наоборот. Исключение — район о. Ушакова, где разности амплитуд могут составлять 1.0–1.5 м, что, по-видимому, связано с ослаблением горизонтально-неоднородной стратификации в этом районе. В общем, как уже говорилось, оба поля близки друг к другу как качественно, так и количественно.

Можно ожидать, что смена стратификации с горизонтально-однородной на неоднородную приведет к ослаблению стратификации в высоких широтах и, как следствие, к усилению перемешивания и увеличению амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости. Ожидания не оправдываются только для амплитуд бароклинной составляющей скорости (см. рис. 2). Из этого рисунка следует, что, как и ожидалось, переход от горизонтально-однородной к неоднородной страти-



**Рис. 1.** Амплитуды ВПВ в основании пикноклина в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях. На фрагменте (в) приводится разность амплитуд ВПВ в основании пикноклина в сравниваемых случаях. Черным контуром отмечена береговая линия, белым цветом выделена подобласть с глубинами, меньшими 40 м.

Здесь также указаны местоположения географических объектов, которые встречаются в тексте.

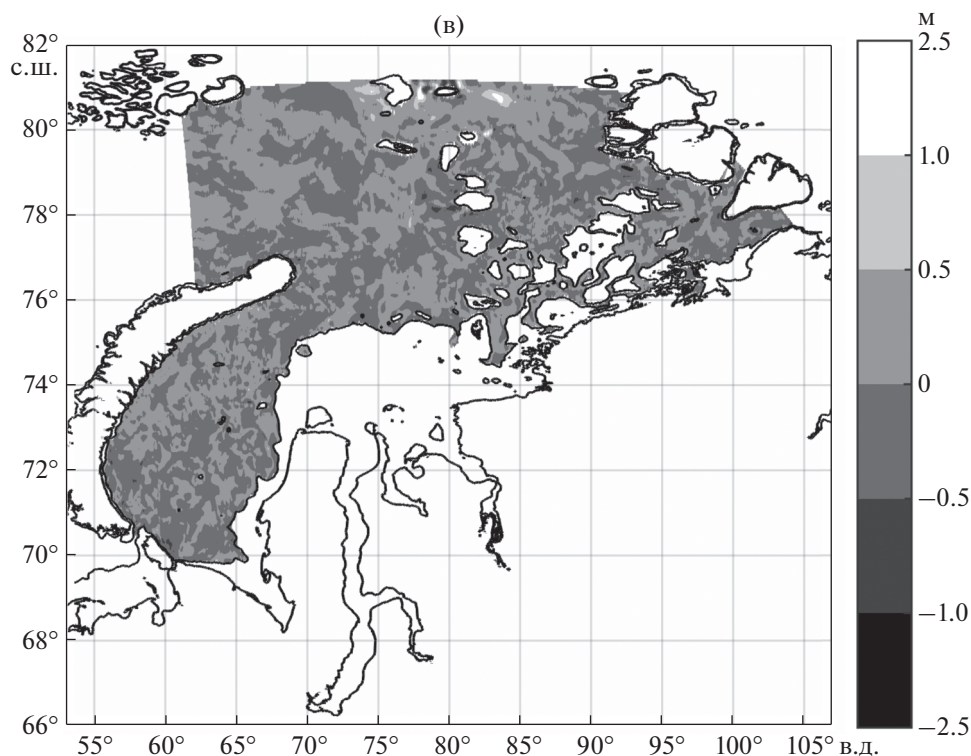
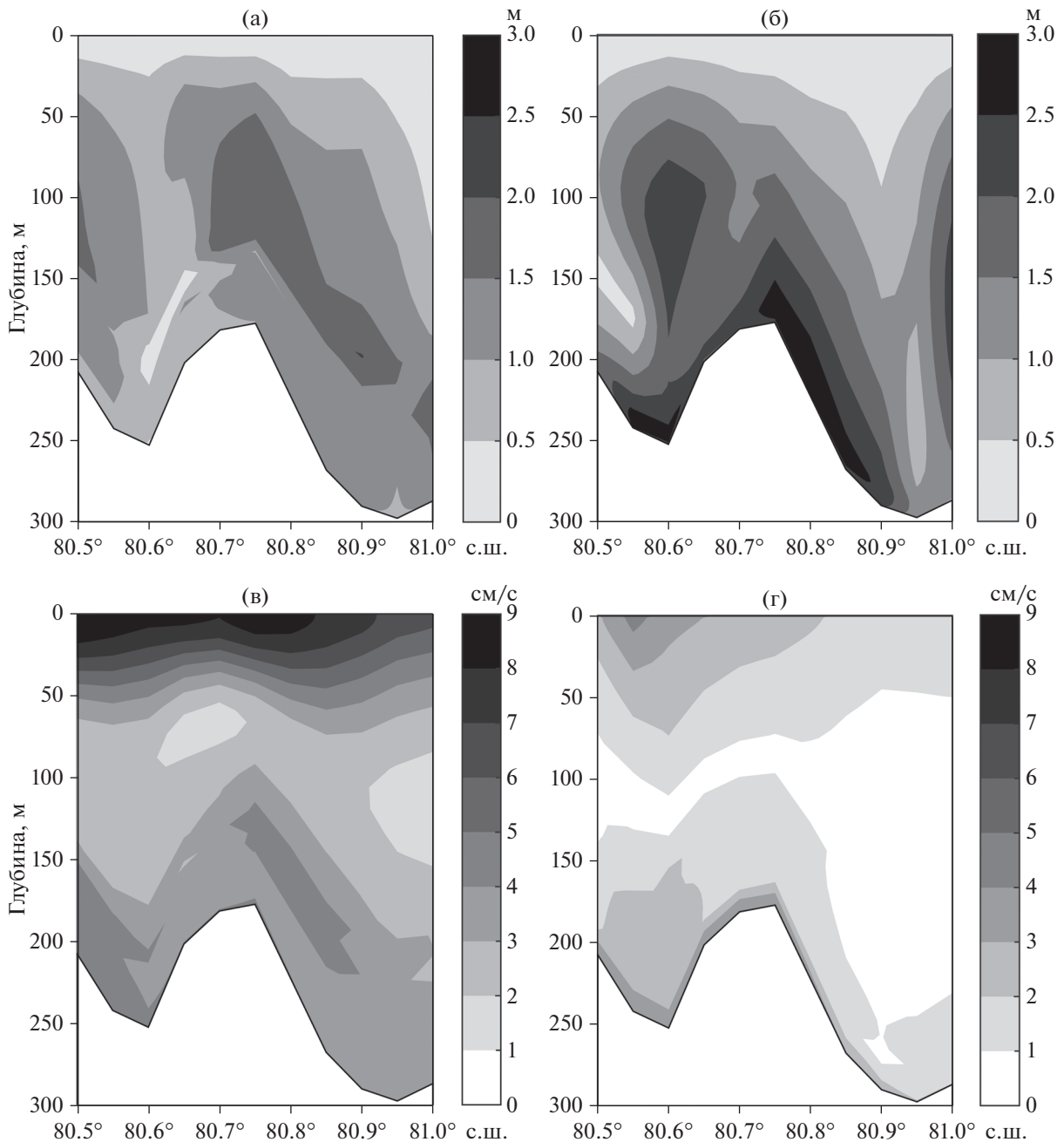


Рис. 1. Окончание

фикации сопровождается увеличением амплитуд ВПВ над поднятием дна и затем их быстрым вырождением над углублением дна (ср. отдельные фрагменты рис. 2, относящиеся к разным типам стратификации). В результате присутствие ВПВ над углублением дна почти не ощущается. Обратим внимание на то, что увеличение амплитуд ВПВ приводит не к подобному же изменению амплитуд бароклинной составляющей скорости, присущему волнам в линейном приближении, а к их небольшому уменьшению. Последний факт, вероятно, связан с уже упоминавшейся во Введении дезинтеграцией ВПВ в пакеты нелинейных КВВ в районе критической широты. Отметим также ослабление стратификации над поднятием дна при горизонтально-неоднородной стратификации. Это обстоятельство может служить дополнительным аргументом в пользу правдоподобности ожидаемых последствий смены горизонтально-однородной стратификации на неоднородную. Средняя (по площади моря) амплитуда ВПВ при горизонтально-однородной стратификации равна 0.32 м. Примерно такое же значение (0.33 м) она имеет при неоднородной стратификации, свидетельствуя о том, что смена стратификации не сказывается на поле амплитуд ВПВ сколько-нибудь заметным образом. Что касается котидальной приливной карты Карского моря, содер-

жащей амфидромию левого вращения в его юго-восточной части, то типичным примером ее является та, которая приведена в [14].

Пространственные распределения амплитуд бароклинной составляющей приливной скорости в основании пикноклина при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях изображены на рис. 3а и 3б. Поля амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости приливного течения отличаются друг от друга: первое при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях обладает пятнистой структурой, второе при тех же стратификациях имеет более или менее равномерный характер с усилением скорости в отдельных районах моря, расположения которых остаются примерно одинаковыми. Наибольшие разности амплитуды бароклинной составляющей скорости, т.е. разности амплитуд этой переменной при горизонтально-неоднородной и однородной стратификациях, достигают 9–10 см/с в окрестности о. Ушакова, 7–8 см/с на Центральном Карском плато и в пятнах в северо-восточной части моря и 6 см/с в окрестности северной периферии Ямало-Таймырского мелководья. Наоборот, к северу и западу от о. Ушакова амплитуды бароклинной составляющей скорости при горизонтально-однородной стратификации выше на 8 см/с, чем при неоднородной. В осталь-



**Рис. 2.** Амплитуды ВПВ (а, б) и бароклинной составляющей скорости (в, г) вдоль меридионального разреза, а также вертикальные профили частоты плавучести (д) над поднятием дна с координатами вершины 80.75° с.ш., 74° в.д. Фрагменты (а, в) и черная кривая на фрагменте (д) относятся к горизонтально-однородной стратификации, фрагменты (б, г) и пунктир на фрагменте (д) – к неоднородной.

ной части моря их значения меньше  $\pm 5$  см/с. Средние (по площади моря) амплитуды бароклинной скорости, как и амплитуды ВПВ, при обоих типах стратификации близки друг другу (1.6 см/с для горизонтально-однородной и 1.4 см/с для неоднородной стратификаций). Это говорит в пользу заключения о том, что в среднем по площади моря горизонтальная изменчивость страти-

фикации практически не влияет на поля динамических характеристик ВПВ.

Основные особенности пространственного распределения средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-однородной стратификации были установлены в [1]. Они сохраняются такими же и при горизонтально-не-

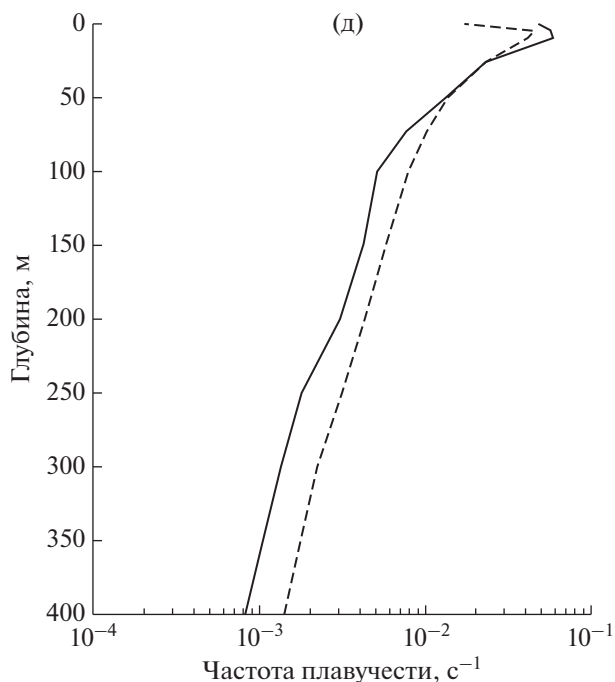


Рис. 2. Окончание

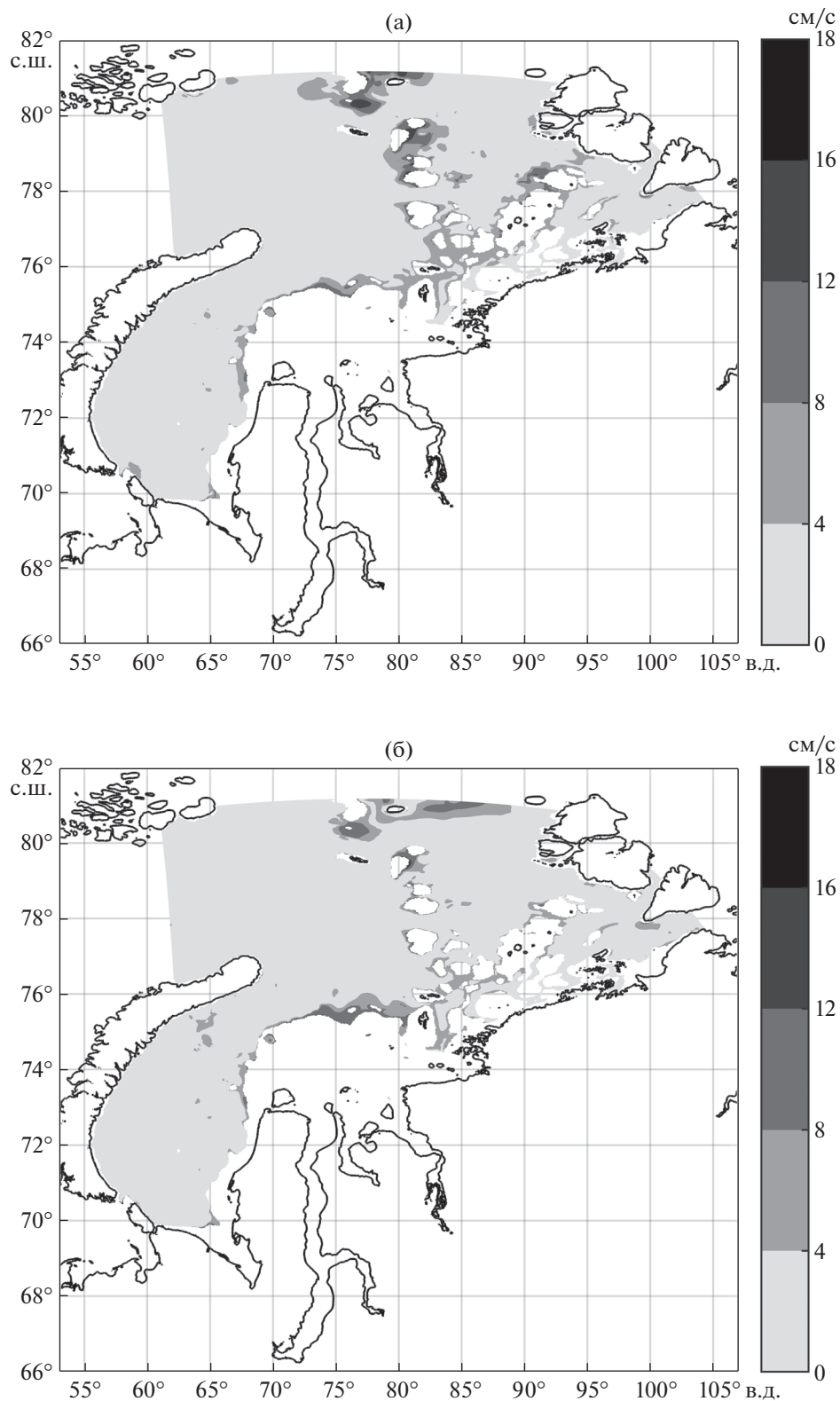
однородной стратификации (ср. рис. 4а и 4б). Это обстоятельство является основанием для того, чтобы напомнить их здесь кратко. Именно, в Карском море максимум интегральной диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-однородной стратификации равен  $10^{-1}$  Вт/м<sup>2</sup>, минимум варьируется от  $10^{-6}$  до  $10^{-5}$  Вт/м<sup>2</sup>, причем первый приурочен к Центральному Карскому плато, склонам дна Новоземельской впадины, к Байдарацкой и Обской губам и к Енисейскому заливу, второй — к отдельным пятнам, разбросанным преимущественно в северо-восточной части моря. Для остальной акватории моря характерны промежуточные значения. В общем интегральная диссипация бароклинной приливной энергии уменьшается от максимума во всех направлениях, кроме, пожалуй, восточного. Отметим в этой связи уменьшение до  $10^{-4}$  Вт/м<sup>2</sup> интегральной диссипации в юго-западной части моря, где располагается амфидромия левого вращения, до  $10^{-2}$ – $10^{-4}$  Вт/м<sup>2</sup> в северо-западной части и до еще меньших значений к северо-востоку.

Для того чтобы количественно оценить зависимость интегральной диссипации от типа стратификации или, иначе, для ответа на вопрос, как изменится интегральная диссипация при переходе от горизонтально-однородной к неоднородной стратификации, можно воспользоваться отношением ее значений в этих двух случаях (рис. 4в). Из рисунка видно, что поле обратного отношения, как и другие поля рассмотренных выше ха-

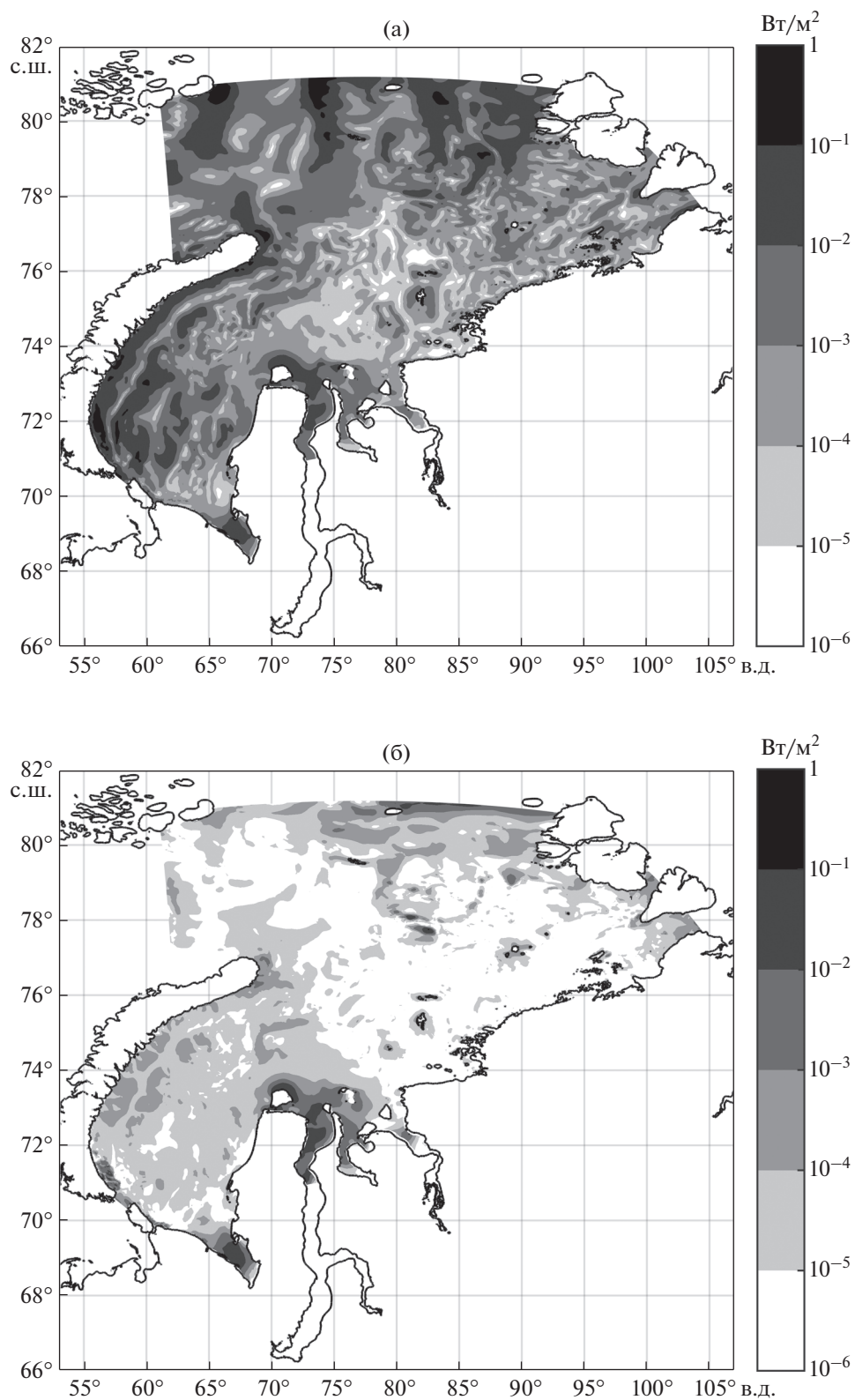
рактеристик, состоит из ряда районов, включающих склоны Новоземельской впадины и ее окрестности, центральную часть моря, крайний юго-восток, входы в Байдарацкую и Обскую губы и Енисейский залив, где обратное отношение больше единицы, т.е. интегральная диссипация при горизонтально-неоднородной стратификации здесь больше, чем при однородной. Напротив, например, в северо-западной и северо-восточной частях моря, разделенных Центральным Карским плато, обратное отношение меньше единицы, тем самым означая, что интегральная диссипация при горизонтально-неоднородной стратификации здесь меньше, чем при однородной. Следует иметь в виду, что каждый из упомянутых районов с разными значениями обратного отношения, либо превышающими единицу, либо меньшими ее, обладает своеобразной структурой, возникающей при наложении отдельных пятен, каждому из которых отвечает свое значение диссипации. Максимальное значение обратного отношения в пятнах, вырождающихся иногда в отдельные точки, встречаются в центральной части моря, в окрестности Новоземельской впадины и к западу от арх. Северная Земля, минимальные — на юге Новоземельской впадины, в юго-западной, центральной и северо-восточной частях моря. Среднее (по площади моря) его значение меньше 1, откуда на основании приведенных выше соображений заключаем, что при горизонтально-неоднородной стратификации интегральная диссипация должна быть меньше, чем при однородной.

Сказанное подтверждается непосредственными оценками средних (по площади моря) значений интегральной диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-неоднородной и однородной стратификациях. Эти оценки получились соответственно равными  $5.5 \times 10^{-4}$  и  $8.2 \times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup>. Как видно, они заметно отличаются друг от друга. По их поводу можно задать вопрос: как значения последних согласуются со средними (в том же смысле) амплитудами бароклинной составляющей скорости, предсказываемыми, что при обоих типах стратификации они не очень сильно отличаются друг от друга. Иначе говоря, нет ли между этим выводом и заключением о заметной разнице между значениями интегральной диссипации при разных типах стратификации некоторого противоречия. Ответ на поставленный вопрос может быть только отрицательным по той причине, что оценки интегральной диссипации относятся ко всей толще моря, а оценки амплитуд бароклинной скорости — к конкретной глубине, значение в которой вряд ли может характеризовать вертикальные сдвиги скорости во всей толще моря (за пределами придонного слоя) и, следовательно, интегральную диссипацию бароклинной приливной энергии.





**Рис. 3.** Амплитуды бароклинной приливной скорости в основании пикноклина в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях. Черным контуром отмечена береговая линия, белым цветом выделена подбласти с глубинами, меньшими 40 м.



**Рис. 4.** Средняя (за приливный цикл) интегральная по глубине диссипация бароклинной приливной энергии в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях и их обратное отношение (в).

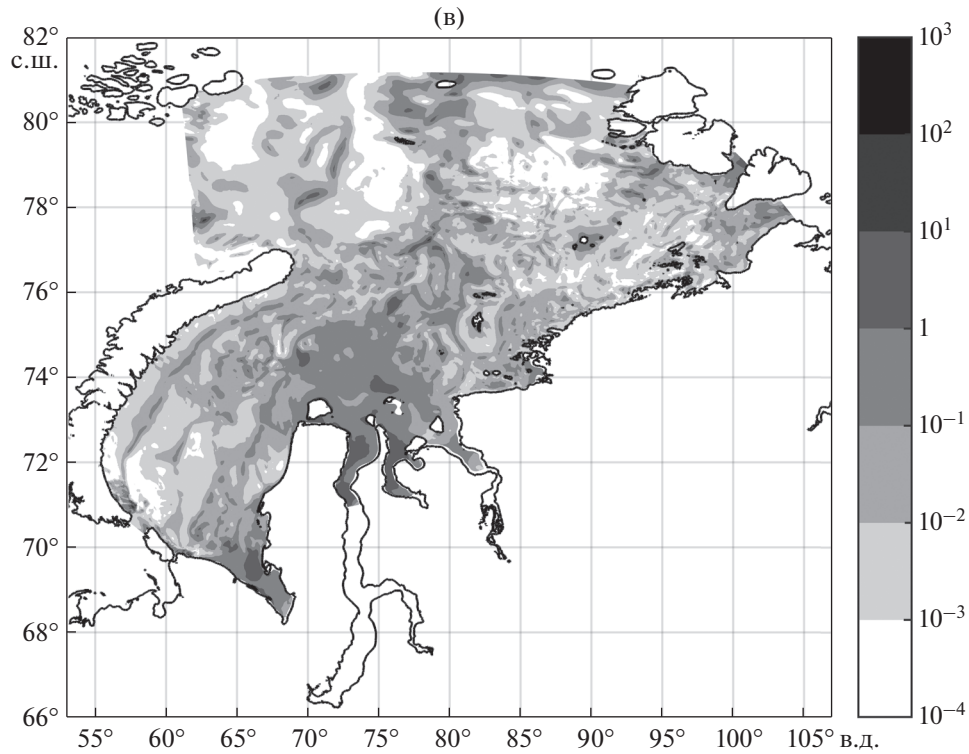
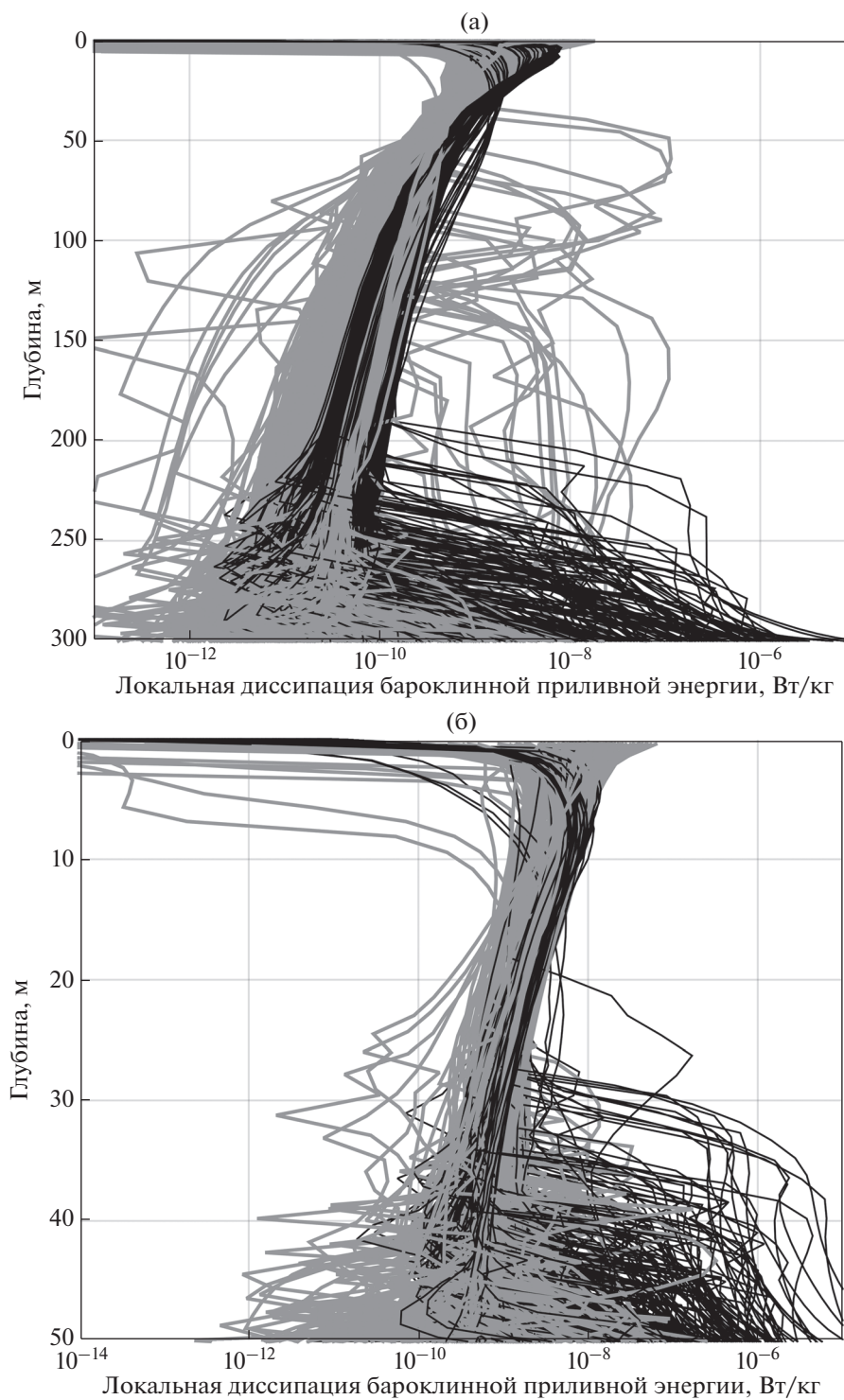


Рис. 4. Окончание

Опишем теперь предсказываемые вертикальные распределения средней (за приливный цикл) локальной диссипации бароклиной приливной энергии, которая вместе с квадратом обратной частоты плавучести фигурирует в выражении для интересующего нас коэффициента диапикнической диффузии  $k_p = 0.2 \langle -\dot{\epsilon} / \rho_0 \rangle / N^2$ , полученного Осборном [13]. Здесь  $k_p$  – коэффициент диапикнической диффузии,  $-\dot{\epsilon} / \rho_0$  – нормированная на среднюю плотность  $\rho_0$  морской воды скорость локальной диссипации бароклиной приливной энергии,  $N$  – локальная частота плавучести; угловые скобки означают операцию усреднения в течение приливного цикла. Для различных узловых точек глубоководной и мелководной зон Карского моря профили локальной диссипации бароклиной приливной энергии изображены на рис. 5. Видно, что, во-первых, локальная диссипация, как правило, увеличивается с приближением ко дну – факт, подтверждаемый данными наблюдений (см., например, [16]). Во-вторых, вертикальные профили локальной диссипации отличаются между собой при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях: в верхнем 250-метровом слое моря локальная диссипация во втором случае меньше, чем в первом, причем разброс вертикальных профилей локальной диссипации бароклиной приливной энергии при горизонтально-неоднородной стратификации гораздо

больше, чем при однородной. Вообще представленные на рис. 5а модельные вертикальные профили локальной диссипации типичны только для глубоководной зоны. В мелководной зоне (рис. 5б) соотношение между вертикальными профилями локальной диссипации может быть иным. Так или иначе, но заключение о том, что при горизонтально-неоднородной стратификации локальная диссипация бароклиной приливной энергии меньше, чем при однородной, остается в силе и в данном случае.

Располагая вертикальными распределениями локальной диссипации бароклиной приливной энергии и локальной частоты плавучести, можно найти вертикальные профили среднего (по площади моря) коэффициента диапикнической диффузии, отвечающего принятому типу стратификации. Полученные результаты моделирования изображены на рис. 6. Видно, что изменения локальных значений диссипации и стратификации должны приводить к вариациям интенсивности диапикнической диффузии, причем вклад горизонтальной изменчивости стратификации в глубинном слое моря может быть соизмеримым или даже больше величины фонового коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, определяемого ветровым и термохалинным форсингами. Отсюда следует, что роль ВПВ и индуцируемой ими диапикнической диффузии в поддержании климатов таких морских систем, каким

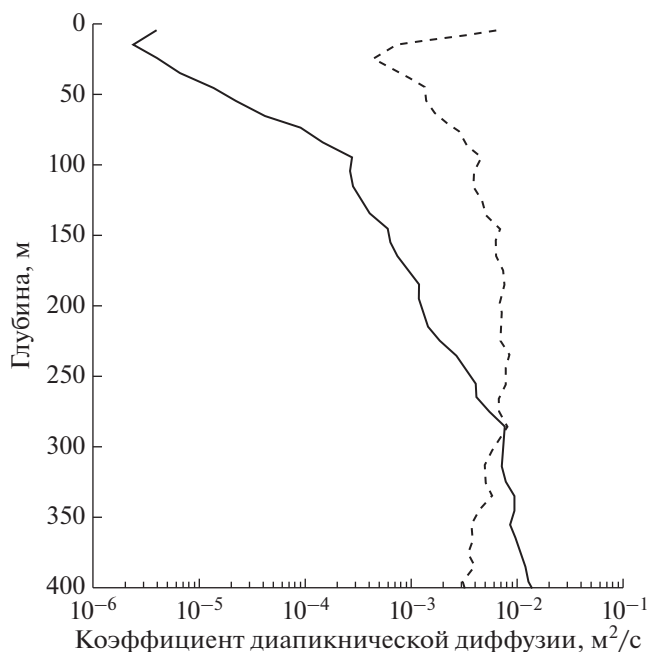


**Рис. 5.** Вертикальные профили средней (за приливный цикл) локальной диссипации бароклинной приливной энергии в различных узловых точках глубоководной (а) и мелководной (б) зон безледного Карского моря при горизонтально-однородной (черные кривые) и неоднородной (серые кривые) стратификациях.

является Карское море, недооценивается и что, стало быть, сложившиеся представления о механизмах формирования климатов этих морских систем, равно как и о самих климатах, нуждаются в ревизии.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 выполнены два численных эксперимента, предназначен-



**Рис. 6.** Вертикальные профили среднего (по площади моря) коэффициента диапиктической диффузии в безледном Карском море при горизонтально-однородной (сплошная кривая) и неоднородной (пунктир) стратификациях.

ные для исследования влияния горизонтальной неоднородности стратификации на динамику ВПВ и индуцируемых ими диапиктической диффузии в безледном Карском море. В первом эксперименте стратификация полагается горизонтально-однородной и определяемой усреднением вертикальных профилей температуры и солёности морской воды в центральной части моря, лучше других его частей обеспеченной данными *in situ* измерений. Во втором она считается горизонтально-неоднородной, определяемой в процессе решения задачи ветровым и термохалинным форсингами и потому изменяющейся в пространстве. Показано, что в среднем по площади моря замена горизонтально-однородной стратификации неоднородной не сопровождается изменениями амплитуд ВПВ и бароклиной составляющей скорости в основании пикноклина. Эти изменения составляют 0 м и  $-0.16$  см/с соответственно. Приведённые оценки изменений амплитуд ВПВ и бароклиной составляющей скорости приливного течения относятся к средним (по площади моря) значениям. Поля амплитуд ВПВ для обоих типов стратификации не идентичны, но это вовсе не означает, что средние (по площади моря) изменения амплитуд не могут быть нулевыми или близкими к нулю. Этот факт имеет далеко идущие следствия. В противном случае (при больших изменениях амплитуд) решение приливной задачи было бы неотделимо от решения задачи о форми-

ровании климата морской системы под воздействием непривливых форсингов. К удовлетворению всех, кого это касается, ожидания не оправдались: изменения полей названных характеристик за счёт объединения ветрового, термохалинного и приливного форсингов оказались не столь радикальными, в результате чего обращение к решению совместной задачи не понадобилось, по крайней мере, в данном конкретном случае.

Напротив, судя по результатам моделирования, переход от горизонтально-однородной к неоднородной стратификации сопровождается весьма заметными изменениями энергетических характеристик ВПВ и, в частности, средней (за приливный цикл) диссипации бароклиной приливной энергии (локальной и интегральной по глубине). В ряде районов моря эти изменения для интегральной диссипации составляют в относительных единицах от 1 до 10 и от  $10^{-2}$  до  $10^{-1}$ . Здесь выбор того или иного диапазона значений зависит от того, при горизонтально-неоднородной или горизонтально-однородной стратификации наблюдаются большие значения интегральной диссипации бароклиной приливной энергии. Соответствующие изменения диссипации и индуцируемой ими диапиктической диффузии способны вызвать заметные вариации коэффициента фоновой вертикальной турбулентной диффузии, определяемого ветровым и термохалинным форсингами, и связанных с ними изменений климата рассматриваемой морской системы, порождаемых непривливыми климатообразующими факторами.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН I.49 (тема государственного задания № 0149-2018-0027).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каган Б.А., Тимофеев А.А. Моделирование поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Карском море // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 265–275.
2. Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Зубкова Е.В. и др. Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 44–59.
3. Морозов Е.Г., Писарев С.В., Ерофеева С.Ю. Внутренние волны в арктических морях России. В сб.: Поверхностные и внутренние волны в Северном Ледовитом океане / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 217–234.
4. Сабинин К.Д., Становой В.В. Интенсивные полусуточные внутренние волны в Карском море // Поверхностные и внутренние волны в Северном Ледовитом океане / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 265–279.

5. *Arbic B.K., Garner S.T., Hallberg R.W., Simmons H.L.* The accuracy of surface elevations in forward global barotropic and baroclinic tide models // *Deep-Sea Res. II*. 2004. V. 51. № 25. P. 3069–3101.
6. *Arbic B.K., Wallcraft A.J., Metzger E.J.* Concurrent simulation of the eddying general circulation and tides in a global ocean model // *Ocean Model*. 2010. V. 32. № 3. P. 175–187.
7. *Ip J.T.C., Lynch D.R.* QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements. Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayer School of Engineering. Dartmouth College. Report Number NML 95-1. Hanover. New Hampshire, 1995. 45 p.
8. *Jayne S.R.* The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // *J. Phys. Oceanogr.* 2009. V. 39. № 7. P. 1756–1775.
9. *Katsumata K.* Two- and three-dimensional numerical models of internal tide generation at a continental slope // *Ocean Model*. 2006. V. 12. № 1-2. P. 32–45.
10. *Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al.* The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2001. V. 82. № 2. P. 247–267.
11. *Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.* Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // *J. Climate*. 2014. V. 27. P. 2588–2606.
12. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20. № 4. P. 854–875.
13. *Osborn T.R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. № 1. P. 83–89.
14. *Padman L., Erofeeva S.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 2. <https://doi.org/10.1029/2003GL019003>
15. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // *Deep-Sea Res. II*. 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
16. *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. № 5309. P. 93–96.
17. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № C07018. <https://doi.org/10.1029/2010JC006505>
18. *Simmons H.L., Hallberg R.W., Arbic B.K.* Internal wave generation in a global baroclinic tide model // *Deep-Sea Res. II*. 2004. V. 51. № 25. P. 3043–3068.
19. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. № 3. P. 99–164.
20. *Tanis E., Timokhov L. (eds.)* Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.

## Influence of Horizontal Non-Uniformity of Stratification on the Internal Tides and Their Induced Diapycnal Diffusion in the No-Ice Kara Sea

B. A. Kagan<sup>a</sup>, E. V. Sofina<sup>a, #</sup>, A. A. Timofeev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: sofjina\_k@mail.ru*

The 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4 is used to study the influence of horizontally non-uniform stratification on the internal tides and their induced diapycnal diffusion in the no-ice Kara Sea. In the context of this model two numerical experiments have been performed. In the first of them, stratification is assumed to be horizontally uniform and determined by observations of seawater temperature and salinity in the central part of the sea, whereas in the second one stratification is considered as horizontally non-uniform and determined by predicted values of seawater temperature and salinity found during the problem solving. It is shown that when horizontally uniform stratification is replaced by horizontally non-uniform one, amplitudes of internal tides over a bottom uplift are increased, while amplitudes of baroclinic tidal velocities are decreased. These decreasing amplitudes of baroclinic tidal velocities instead of their increasing values, which are typical for the waves studied in a linear approximation, are apparently associated with the wave disintegration (in the region of the critical latitude) into trains of nonlinear short-period internal waves. A similar situation arises with baroclinic tidal energy dissipation: it is either enhanced or attenuated depending on location in the sea. These changes in dissipation and stratification lead to the variations of diapycnal diffusion, followed by the initiation of tidal changes in the climate of the marine system considered.

**Keywords:** internal tidal waves, horizontally uniform and non-uniform stratification, modeling, the Kara Sea