

УДК 551.465+551.466

© Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2}¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН²Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург
kagan@ioras.nw.ru, sofjina_k@mail.ru**ПРИЛИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА МОРСКОЙ СИСТЕМЫ:
ДВА СПОСОБА ИХ УЧЕТА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К БАРЕНЦЕВУ МОРЮ ЛЕТОМ**

Обсуждаются два способа учета приливных эффектов в моделях регионального климата морской системы — явный и косвенный. Первый из них основан на включении приливной составляющей во внешний форсинг, второй — на параметризации индуцируемой внутренними приливыми волнами диссипации бароклинной приливной энергии в терминах диапикнической диффузии. Представлены результаты двух численных экспериментов, выполненных в рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Они отличаются друг от друга учетом или игнорированием приливных эффектов. Цель численных экспериментов — показать, насколько важными могут быть приливные эффекты и где именно они проявляются наиболее ярко. Приводится сравнение предсказываемых в этих двух случаях значений параметров (модуля и направления) скорости поверхностных постоянных течений, температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина и динамической топографии свободной поверхности Баренцева моря. Установлено, что наиболее ярко приливные изменения климатических характеристик проявляются в Печорском море и полярной фронтальной зоне. В общем, учет приливов не способствует радикальной перестройке климата моря, но локальные изменения его могут быть значительными. Приводится также сравнение разностей указанных выше климатических характеристик, полученных при явном и косвенном способах учета приливных эффектов. Оно свидетельствует о том, что использование косвенного способа является приемлемым.

Ключевые слова: региональный климат морской системы, приливные изменения, моделирование, Баренцево море.

B. A. Kagan¹, E. V. Sofina^{1,2}¹Saint-Petersburg Department of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Russia²Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia**TIDAL CHANGES IN A REGIONAL MARINE SYSTEM CLIMATE:
TWO MEANS OF THEIR ALLOWING FOR,
AS APPLIED TO THE BARENTS SEA IN SUMMER**

Direct and indirect means of allowing for tidal effects in models of a regional marine system climate are discussed. The first of them is based on inserting a tidal constituent into external forcing. Whereas the second one is based on parameterizing internal tidal wave-induced dissipation of baroclinic tidal energy in terms of diapycnal diffusion. The results of two numerical experiments carried out in the frame of the three-dimensional finite-element hydrostatic model QUODDY-4, which includes or ignores tidal effects, are presented. A purpose of these numerical experiments is to determine how much important these effects are and where precisely they show up most clearly. A comparison of parameters (modulus and direction) of surface permanent currents, seawater temperature and salinity at the depth of pycnocline and mean dynamic topography of the free surface in the marine system considered, predicted in the above cases, is given. It is found that the tidal changes in the climatic characteristics are manifested most clearly in the Pechora Sea and the polar frontal zone. Overall the inclusion of tides does not favour any radical reorganization of the marine system climate, but its local changes can be pronounced. Also, we provide a comparison between differences of the above enumerated climatic characteristics obtained when the tidal effects are described directly and indirectly. It testified that the indirect means is acceptable.

Key words: a regional water-system climate, tidal changes, modeling, the Barents Sea.

Каган Б. А., Софьина Е. В. Приливные изменения регионального климата морской системы: два способа их учета применительно к Баренцеву морю летом // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2016. Т. 9, № 1. С. 17—25.

Kagan B. A., Sofina E. V. Tidal changes in a regional marine system climate: two means of their allowing for, as applied to the Barents Sea in summer. *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. 2016, 9, 1, 17—25.

Начнем с того, что поясним, что собственно понимается под словосочетанием «региональный климат морской системы». Так мы будем называть характерную для данного региона совокупность средних годовых пространственных распределений и их сезонных изменений скорости течений, температуры и солёности морской воды и динамической топографии свободной поверхности водоема. Сейчас считается, что влияние приливов на климат водоема обуславливается индуцируемой внутренними приливными волнами (ВПВ) диссипацией бароклинной приливной энергии и связанной с ней диапикнической диффузией. Диссипация бароклинной приливной энергии оценивается в придонном пограничном слое, как и в приземном слое атмосферы, орографическим сопротивлением, диапикническая диффузия — средней (за приливный цикл) локальной скоростью диссипации бароклинной приливной энергии, отнесенной к единице массы, и квадратом локальной частоты плавучести [1]. При этом неявно предполагается, что выполняется приближение «слабого взаимодействия» между турбулентностью различного происхождения. В соответствии с ним [2], если разность характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения, генерируемой, скажем, ветровым, термохалинным и приливным форсингами («фоновой» турбулентности) достаточно велика, то нелинейным взаимодействием между отдельными ее составляющими можно пренебречь, и влияние индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии — учесть посредством сложения ее вклада с вкладом вертикальной турбулентной диффузии, создаваемой, в отличие от «фоновой» диффузии, двумя другими форсингами — ветровым и термохалинным. Так рассуждали авторы первого способа описания приливных изменений климата океана, предложенного в [3] и реализованного в [4—7].

В последующем сумму ветрового и термохалинного форсингов будем называть комбинированным форсингом, а ветровой + термохалинный + приливный форсинг — суммарным форсингом. Соответственно, диффузию, генерируемую комбинированным форсингом, будем называть комбинированной диффузией, а генерируемую суммарным форсингом — суммарной («фоновой») диффузией. Будем помнить также, что если задан суммарный форсинг, реакция на него климата водоема должна содержать, помимо прочего, приливную составляющую. Суть явного способа учета приливных эффектов состоит в непосредственном определении приливных изменений, например, путем вычитания решения начально-краевой задачи для климатических характеристик, отвечающего комбинированному форсингу, из решения той же задачи, отвечающего суммарному форсингу.

Альтернативный косвенный способ учета приливных эффектов основывается на предположении о том, что зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии от локального числа Ричардсона известна (скажем, задана формулой Пакановского и Филандера [8]). В результате влияние приливов на комбинированную диффузию сводится к надлежащему увеличению коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, обязанного своим происхождением соответствующим изменениям локального числа Ричардсона за счет увеличения вертикальных сдвигов скорости и увеличения или уменьшения локальной частоты плавучести. Этот способ использовался для Мирового океана (без Арктического бассейна) в [9].

Мы будем использовать иной косвенный способ учета приливных эффектов. Как и первые два, он также основывается на приближении «слабого взаимодействия» и заключается в определении индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии из решения вспомогательной задачи о динамике ВПВ и в последующем сложении найденной из решения этой задачи диапикнической диффузии с вертикальной турбулентной диффузией, обуславливаемой комбинированным форсингом. После этого уравнения гидротермодинамики интегрируются при задании результирующего коэффициента вертикальной турбулентной диффузии до выхода решения на квазистационарный режим. Затем полученное решение сравнивается с решением, отвечающим комбинированному форсингу. На первый взгляд может показаться, что этот способ более трудоемок по сравнению с первыми двумя. Однако опасения, во всяком случае частично, рассеиваются, если принять во внимание тот факт, что поля ВПВ и диссипации бароклинной приливной энергии рассчитываются раз и навсегда. Более того, полученные оценки изменений климата водоема будут заведомо достовернее тех, что соответствуют первым двум способам как найденные при менее ограничительных предположениях. В этой связи уместно напомнить, что в основе первого способа лежат два априорных предположения, во-первых, о неизменности (в горизонтальной плоскости) вертикального распределения диссипации и, во-вторых, о фиксации вертикального масштаба вырождения диссипации на уровне, типичном для Бразильской котловины. Второй способ допускает возможность существования универсальной зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии от локального числа Ричардсона. Первые два из упомянутых выше предположения дискуссионны, имея в виду пятнистую структуру диссипации в океане. Третье никак не обосновывается и нуждается в проверке в каждом конкретном случае.

Настоящая работа имеет двоякую цель. Она состоит в том, чтобы оценить влияние приливов на климат Баренцева моря и сравнить два решения, отвечающие явному и косвенному способам учета приливных эффектов. Статья организована следующим образом: излагаются основные предпосылки и суть явного и косвенного способов учета приливных эффектов при воспроизведении регионального климата ограниченной морской системы; ниже описываются специфические особенности трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, лежащей в основе определения приливных изменений климата Баренцева моря; далее — сравнение результатов двух численных экспериментов, выполненных при учете и без учета приливных эффектов в рамках явного способа их описания. Цель сравнения — показать, насколько важны эти эффекты и где они проявляются наиболее ярко. В заключение приводится сравнение разностей значений климатических характеристик моря, полученных при явном и косвенном способах учета приливных эффектов с тем, чтобы выяснить, оправдано ли использование косвенного способа. Наконец, Заключение подводит итоги работы.

Специфические особенности принятой модели. Документация и метод реализации трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, привлекаемой для достижения намеченных целей работы, подробно обсуждались в [10]. Поэтому здесь мы остановимся только на специфических ее особенностях, имеющих непосредственное отношение к исследуемому объекту, и сведениях, откуда черпается необходимая эмпирическая информация.

Море рассматривается непрерывно-стратифицированным всюду. Стратификация считается определяемой локальным вертикальным распределением температуры и солёности морской воды в начальный момент времени и рассчитывается по предсказанным их значениям в последующем. Тем самым мы отказываемся от фиксации вертикального профиля частоты плавучести — упрощения, справедливого при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов, ответственных за поддержание горизонтальной неоднородности плотности морской воды.

Индуктируемая ВПВ диапикническая диффузия принимается найденной в [11] с использованием высокоразрешающей арктической приливной модели в однородном море [12], ассимилирующей всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, в том числе данные спутниковой альтиметрии TOPEX/Poseidon и ERS-1. В результате неявно предполагается (основания для этого имеются), что приливные колебания уровня в непрерывно-стратифицированном и однородном морях отличаются между собой лишь незначительно.

В рассматриваемом случае для горизонтальных составляющих скорости и характеристик турбулентности на открытой границе задается радиационное условие, сводящееся к условию равенства нулю нормальной производной от переменной, если вычислительная фазовая скорость распространения сигнала достаточно высока. Это условие означает, что ВПВ, индуцирующие бароклинные возмущения скорости, равно как и другие возмущения решения, генерируются (если они генерируются) внутри стратифицированной подобласти и распространяются от очагов генерации ВПВ через открытые границы.

Температура и солёность морской воды на открытых границах предполагаются известными. При задании такого граничного условия мы исходили из следующих соображений. Как известно, распределение климатических характеристик в окраинном море, каким является Баренцево море, зависит от внешних определяющих факторов, как-то: водообмена с соседними водоемами, топографии дна, массообмена с атмосферой и господствующих ветров. Влияние господствующих ветров поставлено здесь на последнее место намеренно: по сравнению с другими факторами их воздействие, по крайней мере, летом, не столь значительно, как это утверждается в [13]. Доказательством тому могут служить упомянутые в [13] факты одностороннего характера течений на основной части моря и независимости водообмена с соседними водоемами от преобладания того или иного типа атмосферной циркуляции над морем в течение всего года. Поэтому если принять, что водообмен с соседними водоемами определяется геострофическими соотношениями или, иначе, отклонениями уровня от его среднего положения (в дальнейшем просто уровнем) и температурой и солёностью морской воды на открытых границах, то можно ожидать, что задание последних будет эквивалентным фиксации водообмена. Принимая во внимание это соображение, мы будем учитывать водообмен косвенно посредством задания значений уровня, а также температуры и солёности морской воды на открытых границах. Для этого воспользуемся архивными данными из [14], полученными комбинацией спутниковой альтиметрии и *in situ* измерений, и цифровым атласом Арктики [15], систематизирующим результаты *in situ* измерений температуры и солёности морской воды за всю историю исследований Северного Ледовитого океана.

При определении ветрового форсинга поток импульса на границах раздела вода-воздух и вода—дно, аппроксимируются квадратичным законом сопротивления с коэффициентом пропорциональности

(коэффициентом сопротивления), равным 1.3×10^{-3} в приводном слое атмосферы и 5.0×10^{-3} в придонном слое моря. Летние потоки тепла и соли на свободной поверхности, необходимые для задания термohалинного форсинга, аппроксимируются т. н. восстанавливающими (*restoring*) граничными условиями, представляющими потоки пропорциональными разностям климатических и предсказываемых значений переменных с коэффициентом пропорциональности, имеющим смысл обратного времени восстановления. Время восстановления для температуры и солености морской воды принимается одинаковым и равным 10^5 с, т. е. по принятой в [7] классификации, восстановление предсказанных значений температуры и солености морской поверхности к их климатическим значениям является сильным.

Климатические значения температуры и солености на морской поверхности берутся из [15] для летнего сезона. Уровень моря на открытых границах определяется по данным CNES-CLS09 средней глобальной динамической топографии свободной поверхности [14]. Информация о пространственном распределении скорости приземного ветра для летнего сезона задается по данным NCEP-NCAR(R1) реанализа [16].

Баренцево море дискретизируется неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением, варьирующим от 1.5 км в очагах генерации ВПВ до 19.5 км в открытом море. В общем горизонтальное разрешение принимается изменяющимся в зависимости от локальной глубины: чем меньше глубина, тем подробнее горизонтальное разрешение, так что бароклинной радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный в Баренцевом море летом 7.8 км, дискретизируется пятью конечными элементами. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости толща моря делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в поверхностном и придонном слоях моря. Топография дна заимствуется из банка данных ИВСАО [17], шаг по времени полагается равным 74.5 с, коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии определяются по формуле Смагоринского [18]; коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [19].

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима от начального момента времени, определяемого как такой момент, когда море находится в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность отсутствует. Квазистационарный режим считается установившимся, если относительные изменения средних за приливный цикл или обычных плотностей баротропной и интегральной по глубине бароклинной энергии (соответственно при учете приливного форсинга или без него) изменяются в течение 100 приливных циклов не более чем на 1 %. При задании комбинированного и суммарного форсингов время установления квазистационарного режима составляет ~ 730 сут.

Численные эксперименты и сопоставление их результатов с данными контактных и спутниковых измерений. Для количественного оценивания приливных изменений климата Баренцева моря летом были выполнены два численных эксперимента при учете приливного форсинга и без него, результаты которых представлены на рис. 1—3. Они очень напоминают те, что были установлены по данным *in situ* измерений скорости [20]. К их числу относятся постоянные течения Земли Франца Иосифа (1), Восточно-Шпицбергенское (2), Зюйдкапское (3), Медвежинское (4), Юго-западное (Персея) (5), Центральное (6), Южно-Шпицбергенское (8), Нордкапское течение (9), разделяющееся на северную (10), центральную (11) и южную (12) ветви, Мурманское (13), Прибрежное Мурманское (14), Канинское (15), Колгуево-Печорское (16), Новоземельское (17). Здесь и далее цифры в круглых скобках означают порядковые номера течений, присвоенные им в [21]. Стоковое Беломорское (18) и Печорское (19) течения, отличающиеся от других пониженной соленостью, воспроизводятся хуже из-за ошибок воспроизведения водообмена между Баренцевым и Белым морями. По той же причине неподходящим образом представлено течение Литке (7), проникающие в Баренцево море через прол. Карские Ворота.

Примечательно, что большую часть поверхностных постоянных течений удалось воспроизвести без учета приливов. Отсюда следует, что роль приливов в формировании поверхностных постоянных течений не столь значительна, как это представлялось ранее. В качестве подтверждения можно сослаться на удовлетворительное совпадение между предсказанными параметрами (модуль и направление) скорости течений при учете и без учета приливов. О результатах такого сравнения будет сказано ниже.

Как известно, постоянные течения образуют в Баренцевом море крупномасштабную циклоническую циркуляцию вод, сочетающуюся с многочисленными локальными мезомасштабными циклоническими и антициклоническими круговоротами. Существование последних подтверждается результатами *in situ* измерений скорости, включающими измерения дрейфующих буев Argos, которые послужили основой эмпирической карты средней поверхностной циркуляции вод Баренцева моря, представленной

в [22]. Началом крупномасштабной поверхностной циркуляции вод является Нордкапское течение, входящее в море с запада и перемещающееся на восток. Примерно на меридиане 35° в.д. оно разделяется на Прибрежное Мурманское и Мурманское течения. В свою очередь, Прибрежное Мурманское течение разделяется о-вом Колгуев на Канинское течение, распространяющееся в прол. Карские Ворота, и Колгуевское течение, направленное на восток, а Мурманское течение, встретив поднятие дна в районе меридиана 40° в.д., поворачивает на северо-восток и дает начало Западно-Новоземельскому течению. Вместе с Колгуевским течением и течением Литке, поступающим через прол. Карские Ворота, Новоземельское течение образует восточную периферию общей для Баренцева моря крупномасштабной циклонической циркуляции вод. Замыкают эту циркуляцию вод ориентированное на юго-запад течение Персея и на запад Медвежинское течение.

Сравним теперь результаты двух численных экспериментов. Их обсуждение мы начнем с оценки изменений модуля и направления скорости поверхностных постоянных течений при учете и без учета приливов. Предварительно заметим, что оценка параметров поверхностных течений в Баренцевом море сопряжена с большой неопределенностью, возникающей при регистрации направления течений, и практически полным отсутствием эмпирических данных о модуле скорости. Это вынуждает нас ограничиться сравнением только результатов моделирования, не привлекая малочисленные данные наблюдений. Результаты численных экспериментов для параметров поверхностных постоянных течений сведены в табл. 1.

Из таблицы видно, что игнорирование приливов приводит к противоположным изменениям модуля скорости. Например, в Медвежинском течении, в южной ветви Нордкапского течения, в Прибрежном Мурманском, Канинском и Новоземельском течениях модуль скорости уменьшается до 2 см/с . Более заметные уменьшения модуля скорости от 4.9 до 1.1 см/с , от 4.2 до 1.2 см/с , от 6.3 до 2.2 см/с и от 11.7 до 1.8 см/с обнаруживаются соответственно в Зюйдкапском, Южно-Шпицбергенском, Канинском и Колгуево-Печорском течениях. Наоборот, модуль скорости в Восточно-Шпицбергенском течении не уменьшается, а увеличивается с 3.3 до 6.9 см/с . Его увеличение на 1.3 см/с происходит также в Юго-западном течении. Такие разнообразные вариации модуля скорости как индикатора реакции морской системы могут быть связаны с изменением внешнего форсинга.

Та же причина может вызвать изменения направления скорости поверхностных течений. В большинстве случаев эти изменения сравнительно невелики и не превышают 40° . И только в Нордкапском течении и его южной ветви изменения направления скорости достигают $\sim 100^\circ$. Однако изменение внешнего форсинга, по-видимому, не единственная причина вариаций направления скорости, сопутствующих отказу от рассмотрения приливов. Обычно принимаемое предположение о неизменности направления скорости с глубиной в стратифицированном по вертикали и неоднородном по горизонтали море, каковым является Баренцево море, может не выполняться. Тогда, если направление скорости коррелировано с приливами, их игнорирование неизбежно сопряжено с изменением направления скорости.

Переходя к обсуждению результатов моделирования температуры и солености морской воды, заметим прежде всего, что использование восстанавливающих граничных условий для температуры и солености на свободной поверхности чревато тем, что их поля в установившемся состоянии становятся не очень показательными с точки зрения оценки роли приливных эффектов. Дело в том, что, если время установления квазистационарного режима много больше времени восстановления, предсказываемые значения температуры и солености на свободной поверхности имеют тенденцию стремиться к их климатическим значениям. В этом смысле более показательными будут поля температуры и солености морской воды в глубинном слое моря, скажем, на глубине пикноклина, равной в Баренцевом море 50 м . Что касается этих полей, то они, согласно результатам измерений, систематизированным в [15], испытывают заметные пространственные изменения с максимальной температурой, превосходящей $6 \text{ }^\circ\text{C}$, в юго-западной части моря и минимальной температурой, составляющей $-1 \text{ }^\circ\text{C}$, в северной и северо-восточной частях моря. Преимущественно широтная ориентация изотерм наблюдается в северной части моря. На остальной акватории изотермы содержат меридиональные отклонения, особенно отчетливо выраженные в юго-западной и центральной частях моря. В юго-восточной части моря температура морской воды на глубине пикноклина равна $1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Соленость морской воды на преобладающей части акватории моря, кроме прибрежной зоны Кольского п-ва и района, примыкающего к северо-восточному побережью п-ва Канин (здесь она равна приблизительно 33.5 ‰) изменяется, судя по данным наблюдений [15], в узких пределах от 34.3 до 35 ‰ .

Как и данные наблюдений, результаты моделирования, полученные с учетом и без учета приливов, указывают на существование максимумов температуры на глубине пикноклина и близкие к нулю ее

**Параметры поверхностных течений Баренцева моря
по данным наблюдений и результатам численных экспериментов**

Номер течения	Численные эксперименты					
	Явный учет приливов		Без учета приливов		Косвенный учет приливов	
	Модуль скорости, см/с	Направление скорости, град.	Модуль скорости, см/с	Направление скорости, град.	Модуль скорости, см/с	Направление скорости, град.
1	3.5	-176	3.4	170	3.6	-174
2	3.3	141	6.9	115	2.5	154
3	4.9	-137	1.1	178	3.6	-134
4	3.9	170	2.9	108	2.4	156
5	2.4	172	3.7	176	3.5	171
6	3.1	-135	3.3	-128	3.4	-131
7	4.3	7	4.5	-24	3.9	5
8	4.2	166	1.2	97	7.4	143
9	1.3	37	2.0	126	2.2	4
10	1.8	135	2.5	76	1.9	113
11	3.6	62	4.2	53	0.8	24
12	3	14	0.9	134	4.8	-13
13	4.1	-49	4.6	-49	2.7	-41
14	4.5	-38	4.0	-9	5.7	-29
15	6.3	24	2.2	-27	3.5	-60
16	3.8	54	2.0	57	6.2	20
17	5.9	49	4.7	19	5.7	34
18	11.7	-76	1.8	11	2.7	-119
19	6.2	7	5.8	7	4.6	4

Примечание: Начало отсчета направлений отнесено к востоку; положительными считаются направления, которые отсчитываются против часовой стрелки, отрицательными — по часовой стреле.

приливные изменения в юго-западной части моря (рис. 1, 4, *a*). Теперь, однако, согласно результатам моделирования, язык теплой воды простирается вдоль всего Новоземельного побережья, так что даже у м. Желания приливные изменения температуры на глубине пикноклина близки к 1 °С.

Наибольшее понижение температуры морской воды на глубине пикноклина (более чем на 4 °С) при учете приливов происходит в полярной фронтальной зоне, которая в окрестности параллели 76° с.ш. простирается в восточном направлении (рис. 4, *a*). На остальной акватории моря детектируется либо небольшое понижение, либо небольшое повышение (от ±0.5 до 1°С) температуры.

Наибольшее понижение солености (до -0.6 ‰), сопровождающее учет приливов, обнаруживается в полярной фронтальной зоне и особенно в Печорском море (юго-восточная часть Баренцева моря), где оно достигает -0.8 ‰. На преобладающей части моря соленость увеличивается менее чем на 0.25 ‰ (рис. 4, *b*). В целом же учет приливов в Баренцевом море сопровождается общим понижением температуры и солености, которое составляет 0.09 °С и 0.03 ‰ соответственно.

Приливные изменения присущи и полю динамической топографии свободной поверхности. По данным измерений [14], оно близко к широтному с минимумом уровня (до -0.1 м) в районе арх. Земля Франца Иосифа и максимумом (0.15 м) в Печорском море. Широтное положение изолиний уровня нарушается только в юго-западной и центральной частях моря, где наблюдается не понижение уровня, как у Новоземельского побережья, а наоборот его повышение до 0.05 м. Несколько иную картину дают результаты моделирования (рис. 3). В отличие от наблюдаемого, модельное поле уровня воспроизводит небольшое повышение уровня вдоль всего Новоземельного побережья и максимальное повышение (от 0.15 до 0.25 м) в Печорском море.

Учет приливов не меняет общую картину уровня моря (рис. 4, *b*). Максимальное его увеличение (свыше 0.04 м) происходит в Печорском море и в полярной фронтальной зоне, максимальное его

уменьшение (до -0.04 м) — у юго-западного входа в море и к востоку от арх. Шпицберген. В среднем по площади моря несоответствия между предсказанными значениями уровня при учете и без учета приливов невелики и составляют 0.0005 м. Приливные изменения скорости поверхностных течений также невелики и на преобладающей части моря составляют до ± 2 см/с. И только в юго-западной части моря, на Шпицбергенской банке, около арх. Земля Франца Иосифа и в Печорском море они достигают 8 см/с.

Из сказанного выше следует, что учет приливов не способствует сколько-нибудь радикальной перестройке климата Баренцева моря. Это не исключает, однако, существования локальных приливных изменений гидрологических характеристик и притом весьма значимых. Они проявляются, главным образом, в Печорском море и во фронтальных зонах, где даже небольшие их смещения способны вызвать заметные изменения климатических характеристик.

Сравнение предсказываемых полей климатических характеристик, найденных при явном и косвенном способах учета приливов. Сущность косвенного способа учета приливных эффектов уже излагалась во Введении. Поэтому, не останавливаясь на ней, сразу же начнем с проверки адекватности косвенного способа по сравнению с явным способом учета приливных эффектов. С этой целью воспроизведем поля климатических характеристик Баренцева моря, используя оба способа, и затем сравним их.

Полученные в результате поля разностей уровня, а также температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина изображены на отдельных фрагментах на рис. 5. Однако прежде, чем приступить к их обсуждению, остановимся на разностях модулей и направлений скорости поверхностных постоянных течений, предсказываемых в этих двух случаях. Указанные значения параметров скорости для отдельных течений приводятся в табл. 1. Видно, что практически для всех течений расхождения модулей скорости меньше самой скорости, а расхождения направлений скорости меньше 40° . Большие значения расхождений модулей и направлений скорости при использовании явного и косвенного способов учета приливных эффектов встречаются только в Беломорском течении, где отличия модулей скорости могут достигать 9.0 см/с, а ее направлений — 43° . Причина — погрешности определения водообмена между Баренцевым и Белым морями. В общем, совпадение параметров скорости является удовлетворительным, хотя и не настолько хорошим, как это имеет место для температуры и солёности морской воды.

Приступая к обсуждению полей уровня моря, а также температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина, подчеркнем одну деталь, свойственную всем полям, а именно их пятнистую структуру, различающуюся от одной переменной к другой концентрацией пятен. При этом значения уровня моря и температуры морской воды закономерным образом изменяются в зависимости от топографии дна: они увеличиваются над поднятиями дна и уменьшаются над углублениями. Для солёности отмеченная или какая-либо другая закономерность не обнаруживается. Было бы интересно знать, является ли Баренцево море исключением или правилом в этом отношении.

Возвращаясь к прерванному обсуждению пространственных распределений разностей климатических характеристик при использовании явного и косвенного способов учета приливных эффектов, отметим прежде всего то, что максимальные положительные значения разностей уровня моря детектируются к югу от Центральной впадины и Новоземельского желоба, отрицательные — к западу от о. Земли Александры (арх. Земля Франца Иосифа), у юго-западного входа в Баренцево море и между Центральной впадиной и Норвежским желобом (рис. 5, а). В среднем по площади моря разность уровня моря, предсказываемая обоими способами учета приливных эффектов составляет 0.003 м.

Разность температур морской воды на глубине пикноклина (рис. 5, б) положительна и превышает 1°C к югу от о. Эдж (арх. Шпицберген), над Центральной возвышенностью и в ряде пятен, разбросанных нерегулярным образом по всему морю, отрицательные — в полярной фронтальной зоне, к югу от Центральной возвышенности, западнее о-вов Новая Земля и у входа в Белое море. В среднем по площади моря разность температуры морской воды на глубине пикноклина равна 0.02°C .

Положительные разности солёности морской воды на глубине пикноклина (рис. 5, в) встречаются в желобе Франца-Виктории, к западу от арх. Шпицберген, у западного входа в Баренцевом море, в северо-восточной части моря и западнее о-вов Новая Земля, отрицательные — в полярной фронтальной зоне и над Норвежским и Новоземельским желобами. Средняя по площади моря разность солёности в рассматриваемых случаях немного больше -0.08% .

В общем, уровень моря, а также температура и солёность морской воды на глубине пикноклина, предсказываемые при косвенном способе учета приливных эффектов, весьма близки к их значениям, соответствующим явному способу учета приливных эффектов (о средней разности уровня моря, рассчитанной обоими способами, как и о средних разностях температуры и солёности морской воды

сообщалось выше), так что косвенный способ можно считать приемлемым для воспроизведения климата ограниченных водоемов и его приливных изменений. В том, что это так, можно убедиться, обратившись к сравнению мер ошибок определения климатических характеристик Баренцева моря при использовании обоих способов учета приливных эффектов относительно наблюдаемых значений переменных (табл. 2). Как видно, они отличаются в рассматриваемых случаях максимум на сотые доли единицы.

Обсуждаются два способа учета приливных эффектов в моделях региональных климатов водоемов — явный и косвенный. Первый из них основан на удержании приливной составляющей во внешнем форсинге, второй — на параметризации индуцируемой внутренними приливными волнами диссипации бароклинной приливной энергии в терминах диапикнической диффузии. Рассматриваются результаты двух численных экспериментов, выполненных в рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Они отличаются друг от друга учетом или игнорированием приливных эффектов. Их цель — установить, насколько важны эти эффекты и где именно они проявляются наиболее ярко.

Приводится сравнение предсказываемых в этих двух случаях параметров (модуля и направления) скорости поверхностных постоянных течений, температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина и динамической топографии свободной поверхности Баренцева моря. Так, например, модуль скорости Восточно-Шпицбергенского течения при игнорировании приливов возрастает почти вдвое с 3.3 до 6.9 см/с, в Юго-западном течении его увеличение составляет 1.3 см/с, тогда как в большинстве поверхностных постоянных течениях игнорирование приливов имеет своим следствием уменьшение модуля скорости. Игнорирование приливов влечет за собой также изменение ее направления. Для большинства течений изменение направления скорости не превышает 40°.

Напротив, при учете приливов происходит понижение температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина (более чем на $-3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и -0.6 ‰ соответственно) в Печорском море и полярной фронтальной зоне, где даже небольшие смещения последней способны вызвать значительные изменения климатических характеристик. На остальной преобладающей части моря локальные значения температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина изменяются максимум на $\pm 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\pm 0.25\text{ ‰}$ соответственно.

В полярной фронтальной зоне и Печорском море изменяются не только температура и солёность морской воды, но и уровень. В них уровень моря повышается на 0.04 м, в то время как на остальной акватории моря он варьирует самое большое в пределах ± 0.02 м. В среднем по площади моря приливные изменения температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина равны $-0.09\text{ }^{\circ}\text{C}$ и -0.03 ‰ , изменения уровня моря — -0.0005 м. Для сравнения: средние по площади моря разности между предсказываемыми с учетом приливов и наблюдаемыми значениями упомянутых выше климатических характеристик составляют $1.94\text{ }^{\circ}\text{C}$, -0.19 ‰ и 0.03 м. Все вместе это говорит о том, что учет приливов не способствует общей радикальной перестройке климатических характеристик моря. Однако их локальные изменения могут быть значительными (см. выше).

Таблица 2

Меры ошибок определения характеристик Баренцева моря при явном и косвенном способах учета приливов относительно наблюдаемых значений переменных

Случай	Характеристика	Меры ошибок			
		Среднее квадратическое отклонение	Коэффициент линейной корреляции	Смещение	Индекс разброса
Явный учет приливов	уровень, м	0.0498	0.7019	0.0306	1.6277
	температура, $^{\circ}\text{C}$	2.4827	0.8424	1.9354	0.7579
	солёность, ‰	0.3131	0.9999	-0.1905	0.0090
Косвенный учет приливов	уровень, м	0.0547	0.6883	0.0312	1.7530
	температура, $^{\circ}\text{C}$	2.5393	0.8213	1.9177	0.7793
	солёность, ‰	0.3028	0.9999	-0.1661	0.0087

Приводится сравнение разностей климатических характеристик, полученных при явном и косвенном способах учета приливных эффектов. Из него следует, что использование косвенного способа являются приемлемым. В среднем по площади моря значения разностей климатических характеристик, полученных обоими способами, составляет 0.003 м для уровня моря, 0.02 °С для температуры и –0.02 ‰ для солености морской воды на глубине пикноклина. В том, что использование косвенного способа приемлемо, убеждает также сравнение мер ошибок определения климатических характеристик Баренцева моря, отвечающих явному и косвенному способам учета приливных эффектов относительно наблюдаемых значений переменных (табл. 2). В обоих случаях они разнятся между собой не более чем на сотые доли единицы.

Литература

1. *Osborn T. R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10, № 1. P. 83—89.
2. *Заславский Г. М., Сагдеев П. З.* Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988, 368 с.
3. *Jayne S. R., St. Laurent L. C.* Parameterizing tidal dissipation over rough topography // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, № 5. P. 811—814.
4. *Simmons H. L., Jayne S. R., St. Laurent L. C., Weaver A. J.* Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation // *Ocean Model.* 2004. V. 6, № 3—4. P. 245—263.
5. *Saenko O. A.* The effect of localized mixing on the ocean circulation and time-dependent climate change // *J. Phys. Oceanogr.* 2006. V. 36, № 2. P. 140—160.
6. *Saenko O. A., Merryfield W. J.* On the effect of topographically enhanced mixing on the global ocean circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. V. 35, № 5. P. 826—834.
7. *Jayne S. R.* The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // *J. Phys. Oceanogr.* 2009. V. 39, № 7. P. 1756—1775.
8. *Pacanowski R. C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11, № 11. P. 1443—1451.
9. *Mueller M., Haak H., Jungclauss J. H., Suendermann J., Thomas M.* The effect of ocean tides on a climate model simulation // *Ocean Model.* 2010. V. 35, № 4. P. 304—313.
10. *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.
11. *Kagan B. A., Sofina E. V.* Surface and internal semidiurnal tides and tidally induced diapycnal diffusion in the Barents Sea: a numerical study // *Cont. Shelf Res.* 2014. V. 91. P. 158—170. doi:10.1016/j.csr.2014.09.010.
12. *Padman L., Erofeeva S.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. doi: 1029/2003 GL019003.
13. *Новицкий В. П.* Постоянные течения северной части Баренцева моря // *Тр. ГОИН.* 1967. Вып. 64. С. 1—32.
14. *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. doi:10.1029/2010JC006505.
15. Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period / Eds. E. Tanis, L. Timokhov. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998. (CD-ROM).
16. *Kistler R. et al.* The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2001. V. 82. P. 247—267.
17. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean / National Geophysical Data Center.—Boulder, Co. USA: NGDC, 2008. URL: <http://www.ibcao.org/> (дата обращения: 20.08.2015).
18. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. P. 99—164.
19. *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.
20. *Loeng H., Sundby S.* Drifting Argos buoys in the Barents Sea // *Coun. Meet. Int. Coun. Explor. Sea*, 1989. C:19. P. 1—10.
21. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. / Под ред. Ф. С. Терзиева, Г. В. Гирдюка, Г. Г. Зыковой, С. Л. Дженюка. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
22. *Loeng H., Ozhigin V., Adlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // *ICES J. Mar. Sci.* 1997. V. 54. P. 300—317.

Статья поступила в редакцию 02.09.2015 г.

К статье Каган Б.А., Софьина Е.В. «Приливные изменения...»

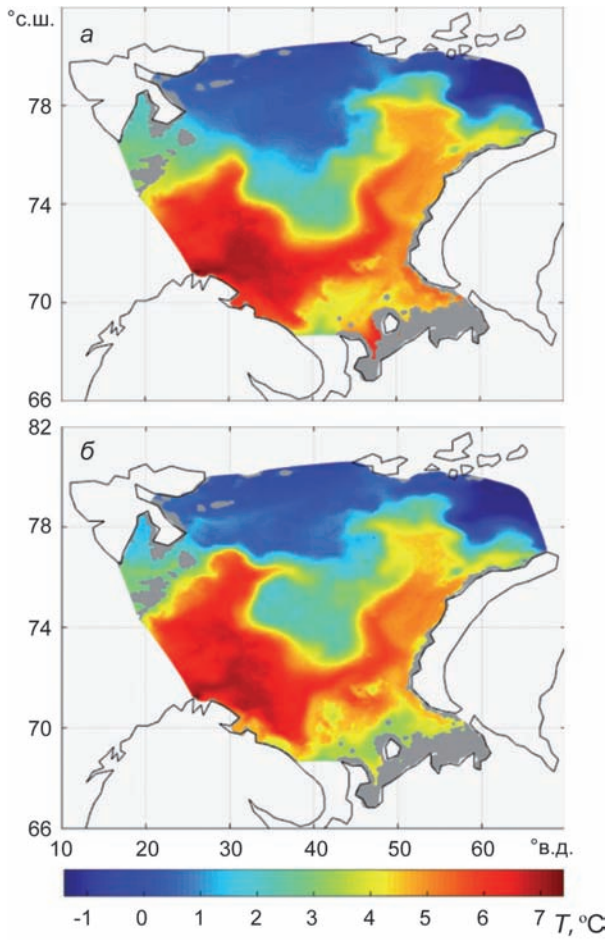


Рис. 1. Пространственные распределения температуры морской воды на глубине пикноклина, рассчитанные при явном учете (а) и без учета (б) приливных эффектов. Серым цветом выделена область, где глубины меньше 50 м.

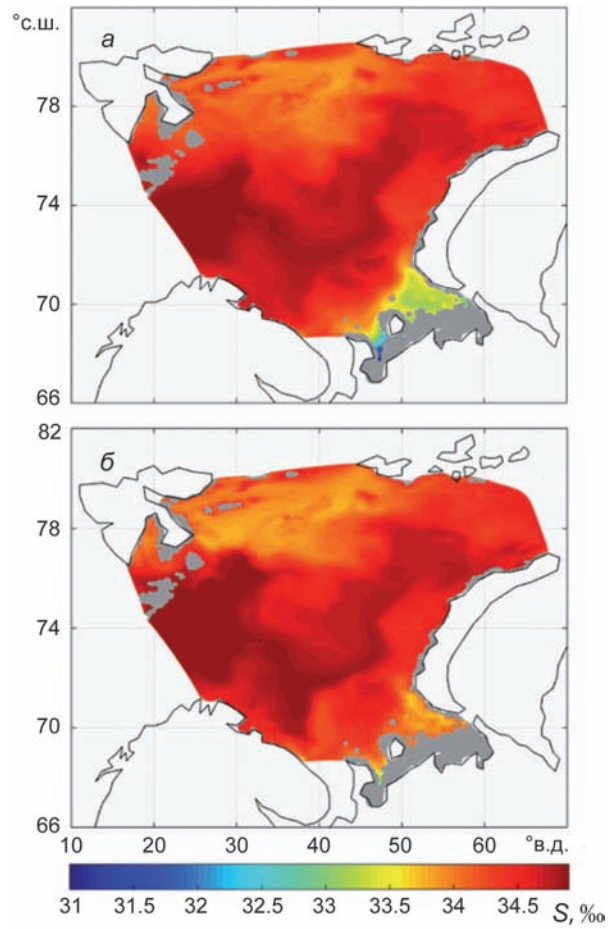


Рис. 2. То же, что на рис. 1, для солёности морской воды на глубине пикноклина.

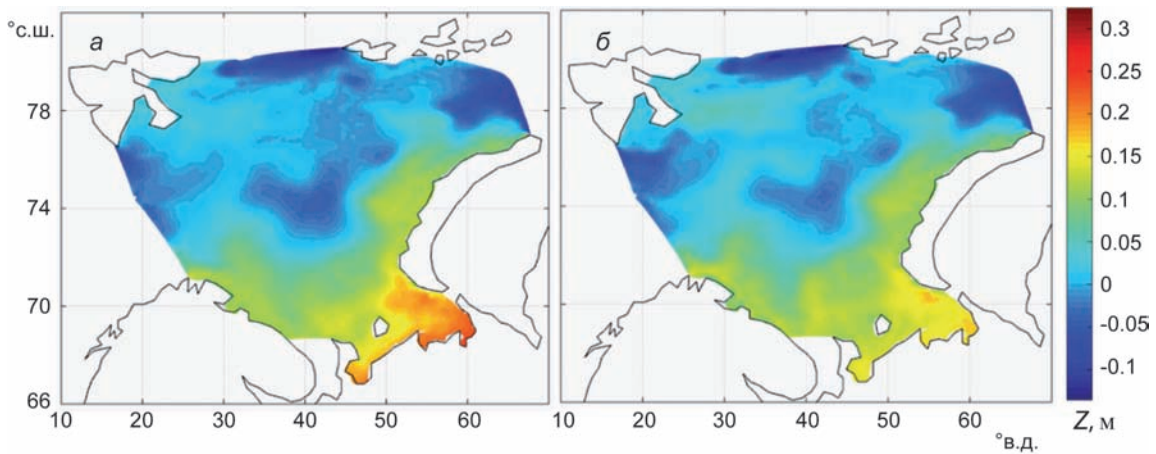


Рис. 3. То же, что на рис. 1, для уровня моря.

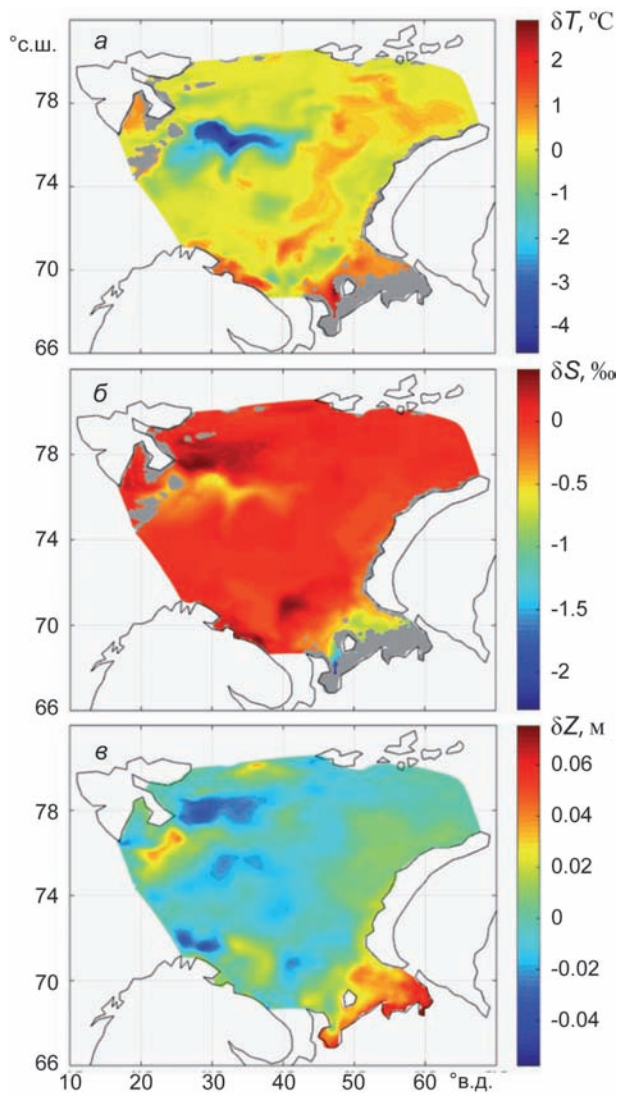


Рис. 4. Пространственные распределения разностей температуры (а) и солёности (б) морской воды на глубине пикноклина и уровня моря (в), рассчитанных при явном учете и без учета приливных эффектов.

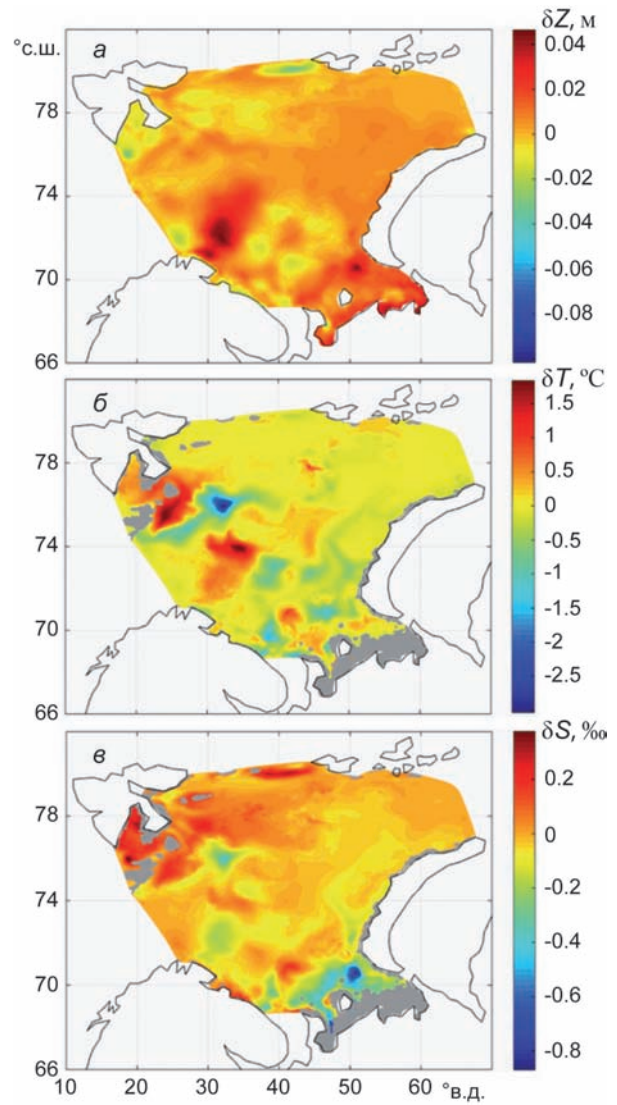


Рис. 5. Пространственные распределения разностей уровня моря (а), температуры (б) и солёности (в) морской воды на глубине пикноклина, рассчитанные при явном и косвенном способах учета приливных эффектов.