УДК 551.466.8

© Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2} ¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва ²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург kagan@ioras.nw.ru, sofjina_k@mail.ru

Приливные изменения регионального климата Карского моря: результаты моделирования

Поступила в редакцию 25.09.2018, после доработки 16.01.2019.

Решается задача об оценке приливных изменений региональных климатов морских систем на примере Карского моря. В основу исследования положена трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Используя эту модель, выполнены два численных эксперимента. В одном из них внешний форсинг задается как суммарный (ветровой + термохалинный + приливный), во втором — как комбинированный (ветровой + термохалинный + приливный), во втором — как комбинированный (ветровой + термохалинный). Показано, что поля предсказанных значений температуры и солености морской воды на глубине основания пикноклина и уровня свободной поверхности моря при суммарном форсинге, согласуются, как и должно быть, с данными наблюдений: средний (по площади моря) коэффициент корреляции между ними составляет 0.681, 0.493 и 0.678 соответственно. Определяя приливные изменения климатических характеристик как разности тех или иных переменных при суммарном и комбинированном форсингах, мы заключили, что приливные изменения температуры и уровня получаются соизмеримыми с самими переменными, а приливные изменения солености — меньшими на порядок величины этой переменной. Иначе говоря, вклады приливных изменений температуры морской воды и уровня в их формирование оказываются значительными, тогда как вклад приливных изменений солености — значимым.

Ключевые слова: региональный климат моря, приливные изменения приливных характеристик, моделирование, Карское море.

*B. A. Kagan*¹, *E. V. Sofina*^{1,2} ¹P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ²Russian State Hydrometeorological University, St.-Petersburg, Russia

Tidal changes in the regional climate of the Kara Sea: results of modeling

Received 25.09.2018, in final form 16.01.2019.

A problem on assessing tidal changes in regional climates of limited marine systems using the Kara Sea as an example is solved. The basin for solving this problem is the three-dimensional finite-elements hydrostatic model QUODDY-4. Applying this model, we carried out two numerical experiments. In one of them the external forcing is prescribed as total (wind + thermohaline + tidal), in the second it shows up as combined total (wind + thermohaline). It is established that the fields of seawater temperature and salinity at the depth of the pycnocline base and sea surface level correlate well with observations: the correlations between them are 0.681, 0.493 and 0.678 respectively. If the tidal changes in the above climate variables are determined as differences between these variables for total and combined forcings, we concluded that tidal changes in temperature and sea surface level turn out to be commensurable with the merely variables, and the tidal changes in salinity is an order of magnitude less than this variable. In other words, the tidal changes in seawater temperature and sea surface level contribute significantly to the formation of these variables, while the tidal changes in salinity is measurable.

Keywords: regional climates of marine systems, tidal changes in climate characteristics, modeling, the Kara Sea.

doi: 10.7868/S2073667319010052

Ссылка для цитирования: *Каган Б. А., Софьина Е. В.* Приливные изменения регионального климата Карского моря: результаты моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 1. С. 40—44.

For citation: *Kagan B. A., Sofina E. V.* Tidal changes in the regional climate of the Kara Sea: results of modeling. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2019, 12, 1, 40–44.

Прежде всего поясним, что собственно понимается под региональным климатом водоема. Им называется характерная для данного региона совокупность средних годовых пространственных распределений и их сезонных изменений скорости постоянных течений, температуры и солености морской воды и отклонений уровня свободной поверхности от его среднего положения (в дальнейшем — просто уровня). Различают три механизма генерации приливных изменений климата моря, более или менее правдоподобно связывающих процесс их генерации с диссипацией бароклинной приливной энергии. Один из них объясняет ее орографическим сопротивлением; второй обуславливает диссипацию бароклинной приливной энергии генерацией приливных движений, создающих усиление вертикального перемешивания; наконец, третий связывает диссипацию бароклинной приливной энергии с существованием внутренних приливных волн (ВПВ) и индуцируемой ими диапикнической диффузии. Орографическое сопротивление в придонном слое океана параметризуется в [1] так же, как и в приземном слое атмосферы. Механизм генераций приливных движений, ответственных за усиление вертикального перемешивания, в [2] не конкретизируется. Не понятно также, о каких именно приливных движениях идет речь, и разрешаются ли они, используя принятую сетку. Описание индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии производится в [3] косвенным образом — посредством сравнения коэффициента диапикнической диффузии с коэффициентом фоновой вертикальной турбулентной диффузии. Во всех трех случаях неявно предполагается, что, если разность характеристик частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велика, то нелинейным взаимодействием между отдельными ее составляющими можно пренебречь [4], и влияние какого-либо одного фактора (например, приливного) учесть в линейном приближении, складывая его вклад с вкладом других факторов (ветрового и термохалинного), участвующих в формировании фоновой турбулентности.

Более того, как было показано в [3], диссипация бароклинной приливной энергии и вертикальный масштаб ее вырождения в Баренцевом море не остаются неизменными в пределах моря. В южной, юго-западной и юго-восточной частях они контролируются топографией дна, тогда как в остальной части моря топографический контроль не столь очевиден. Правда, значения интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии здесь не одинаковы: в трех перечисленных выше частях моря интегральная диссипация на несколько порядков величины больше, чем в остальной части. То же самое можно сказать и в отношении вертикального масштаба вырождения (он растет от 10 м для глубин меньше 50 м до 20—40 м для глубин 100—400 м). Оба эти обстоятельства настораживают и невольно вызывают сомнения по поводу универсальности полученных в [1] результатов измерений в Бразильской котловине, равно как и принятой в [2] зависимости коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии от локального числа Ричардсона, имея в виду пятнистый характер диссипации бароклинной приливной энергии в океане.

Цель настоящей работы заключалась в том, чтобы оценить роль приливов в формировании климатов морских систем, каковой является Карское море, при суммарном (ветровом + термохалинном + приливным) и комбинированном (ветровом + термохалинном) форсингах.

1. Модель QUODDY-4 и источники эмпирической информации, необходимые для ее реализации. Подробное описание уравнений модели QUODDY-4 приводится в [5]. Поэтому во избежание повторений мы ограничимся только указанием граничных условий и источников эмпирической информации, используемых при реализации модели.

Если учесть, что водообмен с соседними водоемами определяется, главным образом, геострофическими соотношениями, то отклонение уровня от его среднего положения (в дальнейшем просто уровень) и температура и соленость морской воды на открытых границах моря задавались соответственно по архивным данным CNES-CLS09 о средней глобальной динамической топографии свободной поверхности, дополненным данными спутниковой альтиметрии [6], и летним значениям температуры и солености морской воды, заимствованным из цифрового атласа Арктики [7].

При определении ветрового форсинга на границах раздела вода-воздух и вода-дно поток импульса аппроксимировался квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным 1.3×10^{-3} в приводном слое атмосферы и 5.0×10^{-3} в придонном слое моря.

Потоки тепла и соли на свободной поверхности моря, обеспечивающие задание термохалинного форсинга, аппроксимировались т. н. восстанавливающими (restoring) граничными условиями, представляющими потоки тепла и соли пропорциональными разностям климатологических и прогностических

значений переменных с коэффициентом пропорциональности, имеющими смысл обратного времени восстановления, которые в данном случае принимались одинаковыми и равным 10⁵ с.

Климатологические значения температуры и солености морской воды, как уже отмечалось, заимствовались из [7] для летнего периода. Информация о пространственном распределении скорости приземного ветра летом задавалась по данным NCEP-NCAR R1 реанализа [8]. Вертикальные профили частоты плавучести, характеризующие стратификацию в начальный момент времени, рассчитывались по климатологическим полям температуры и солености морской воды для лета, а в последующем — по предсказанным их значениям. Тем самым подразумевая, что вертикальные профили частоты плавучести являются эволюционирующими во времени, а не фиксированными, как это бывает при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов.

Приливный форсинг, представленный приливными колебаниями уровня на открытых границах, определялся по результатам моделирования для гармоники M₂ приливного потенциала, полученным в [9] с использованием высокоразрешающей арктической приливной модели и дополненных данными спутниковой альтиметрии по программам TOPEX/Poseidon и ERS-1.

Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии находились по формуле Смагоринского [10], коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитывались с использованием 2.5-уровенной схемы турбулентного замыкания [11].

2. Климатические характеристики Карского моря по данным наблюдений. Известны две схемы поверхностной циркуляции вод в Карском море, предложенные соответственно в [12] и [13]. Обе они свидетельствуют о присутствии крупномасштабного круговорота вод в юго-западной части моря и отличаются одна от другой существованием еще одного мезомасштабного круговорота в восточной части моря. Круговороты вод в юго-западной и восточной частях моря, а также разнонаправленный характер течений вне их, представляют собой наиболее примечательные особенности циркуляции вод в Карском море, установленные по данным *in situ* измерений скорости, которые лежат в основе упомянутых выше схем циркуляции вод. Результаты моделирования на сетке с высоким разрешением, приведенные в [14], подтвердили наличие этих особенностей с той лишь оговоркой, что теперь к их числу следует отнести еще 2 мезомасштабных круговорота (циклонический и антициклонический) в юго-западной части моря и дополнительно 6 мезомасштабных круговоротов с противоположенными направлениями вращения (в основном циклоническим) в остальной части моря. Выявленные особенности в общих чертах присущи не только поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море, но и ее баротропной и бароклинной составляющим.

Переходя к обсуждению полей температуры и солености морской воды на глубине основания пикноклина, начнем с одного замечания: использование восстанавливающих граничных условий на свободной поверхности моря способствует сближению предсказанных и наблюдаемых значений этих переменных в установившимся состоянии, вследствие чего его результат становится непоказательным с точки зрения оценок приливных эффектов. Дело в том, что, если время установления квазистационарного режима много больше времени восстановления, предсказываемые значения температуры и солености морской воды на свободной поверхности стремятся к их климатическим значениям. С этой точки зрения более показательными будут поля температуры и солености в глубинном слое моря, скажем, на глубине основания пикноклина, равной в Карском море 40 м. Что же касается этих полей, то они, согласно [7], испытывают заметные пространственные изменения с максимальной температурой, превосходящей 0 °C в юго-западной части, и минимальной температурой, составляющей -1.5 °C вблизи северной границы моря (рис. 1, *a*, см. вклейку). Наблюдаемые изотермы ориентированы преимущественно с юго-запада на северо-восток. Особенно отчетливо такая ориентация выражена в юго-западной части моря. На крайнем юго-западе и в окрестности северной оконечности о-вов Новая Земля меридиональные отклонения изотерм максимальны.

Сказанное в отношении ориентации изотерм в юго-западной части моря можно повторить и применительно к изохалинам. Соленость морской воды на юго-западе моря на глубине основания пикноклина увеличивается к северу от 33.0 до 34 ‰. Еще севернее, в частности в северо-западной части моря, она достигает 34.5 ‰ (рис. 1, δ).

Говоря о наблюдаемом пространственном распределении уровня моря (рис. 1, в), отметим прежде всего почти нулевые его значения у восточного побережья о-вов Новая Земля и постепенное их увеличение к югу и востоку. В итоге почти вся восточная половина моря оказывается занятой областью повышенных значений уровня в отличие от северо-западной части, где максимальные понижения уровня достигают –0.3 м. Такие же (по абсолютной величине) положительные значения уровня детектируются в восточной части моря. Здесь наибольшие повышения уровня, составляющие 0.2—0.3 м, выявляются в юго-западной части моря, в приустьевой зоне рек Обь и Енисей и к западу от арх. Северная Земля.

Таковы основные особенности пространственных распределений климатических характеристик в Карском море летом по данным наблюдений.

3. Результаты моделирования. Результаты моделирования поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море летом и ее баротропной и бароклинной составляющих можно найти в [6]. Поэтому опуская их, сразу же обратимся к обсуждению полей других климатических характеристик, как-то: температуры и солености морской воды на глубине основания пикноклина и уровня свободной поверхности моря, отвечающих суммарному форсингу. Они изображены на рис. 2, см. вклейку. Как видно, предсказанные значения температуры качественно согласуются с наблюдаемыми. Свидетельствами тому могут служить максимум температуры вблизи восточного побережья о-вов Новая Земля и ее минимум в северной части моря (рис. 2, a). Правда, максимум температуры в юго-западной части моря получился слишком большим (как по размерам, так и по величине) по сравнению с наблюдаемым. Причина этого — завышение поступления тепла в юго-западную часть моря. Следует помнить, однако, что основная часть площади моря занята водами с близкими к нулю положительными или даже отрицательными температурами, верхний предел понижения которых составляет -1.5 °C, повышений —3.0 —3.5 °C. В общем, условие качественного подобия предсказанных и наблюдаемых значений температуры морской воды соблюдается.

О том же говорит сравнение предсказанных и наблюдаемых значений солености (рис. 2, б). В обоих случаях, при суммарном и комбинированном форсингах, оба поля указывают на постепенный рост солености от минимума на юге моря до максимума на севере, убывание солености с приближением к арх. Северная Земля и ее увеличение по мере приближения к северной и северо-западной открытым границам моря. О близости предсказанных и наблюдаемых значений температуры и солености морской воды можно судить по оценкам среднего (по площади моря) коэффициента корреляции между одноименными переменными. Он получается равным 0.681 для первой из них и 0.493 для второй. Ясно, что совпадение предсказаний температуры морской воды с данными наблюдений можно признать неплохим, солености — достаточно низкими, по-видимому, из-за погрешности определения стока крупных рек, впадающих в Карское море.

Количественное подобие предсказанных и наблюдаемых значений сохраняется и для уровня свободной поверхности моря (рис. 2, *в*). В этом случае все море условно делится на две части (юго-восточную и северо-западную). В первой из них детектируется небольшое повышение уровня, во второй — его небольшое понижение. Средний (в том же смысле) коэффициент корреляции между сравниваемыми значениями уровня оказывается равным 0.678, величине, которая также является приемлемой.

Судя по полю приливных изменений солености (рис. 4, δ , см. вклейку), западная часть моря характеризуется небольшим повышением солености, восточная — ее понижением, составляющим соответственно 3.5 и –2 ‰. Что касается уровня свободной поверхности, то в южной половине моря имеет место его понижение, в северной — повышение (рис. 4, ϵ). Максимальное повышение уровня достигает отметки 0.1 м, максимальное понижение уровня приближается к –0.25 м. Обратимся теперь к обсуждению приливных изменений климатических характеристик. Определим их как разности значений той или иной характеристики, отвечающих суммарному и комбинированному форсингам. Климатические характеристики при суммарном форсинге обсуждались выше, при комбинированном форсинге — изображены на рис. 3, см. вклейку. Используя это определение приливных изменений, находим, что прилив в Карском море способен вызывать повышение температуры морской воды в северной половине моря и ее понижение в южной (рис. 4, a). Максимальные понижения температуры обнаруживаются у входа в Байдарацкую губу (–4 °C), максимальные повышения температуры — в окрестности северной открытой границы моря (0.5 °C).

Сравнивая приливные изменения климатических характеристик с самими климатическими характеристиками, отвечающими суммарному форсингу, приходим к выводу, что они (исключая соленость) соизмеримы между собой, тогда как приливные изменения солености на порядок величины меньше самой солености. Другими словами, приливные изменения температуры и уровня являются чуть ли не главными, а приливные изменения солености — значимыми.

Решается задача об оценивании приливных изменений региональных климатов ограниченных морских систем. Основу исследования составляет трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Используя эту модель, выполнены два численных эксперимента. В одном из них внешний форсинг задается как суммарный (ветровой + термохалинный + приливный), во втором — как комбинированный (ветровой + термохалинный). Объектом исследования выбрано Карское море. Показано, что его климатические характеристики (температура и соленость морской воды на глубине основания пикноклина, уровень свободной поверхности моря) неплохо согласуются с данными in situ измерений: средний (по площади моря) коэффициент корреляции между предсказываемыми моделью и наблюдаемыми значениями переменных получается равным 0.681, 0.493 и 0.678 соответственно. Если теперь приливные изменения климатических характеристик определить как разность тех или иных переменных при суммарном и комбинированным форсингах, то приливные изменения температуры уровня по порядку величины оказываются соизмеримыми с перечисленными переменными, а приливные изменения солености – на порядок величины меньшими. Следовательно, вклад приливных изменений температуры и уровня в их формирование в Карском море является одним из главных, тогда как вклад приливных изменений солености в ее формирование — значимым.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0015) при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-00263).

Литература

- 1. Jayne S. R., St. Laurent L. C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography // Geophys. Res. Let. 2001. V. 28, № 5. P. 811-814.
- 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, № 4. P. 304—313.
- 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.
- 4. Заславский Г. М., Сагдеев Р. З. Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
- 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.
- 6. *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.
- 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.
- 8. *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.
- Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Let. 2004. V. 31. doi: 1029/2003 GL019003.
- 10. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations // Month. Weather Rev. 1963. V. 91 P. 99-164.
- 11. *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.
- 12. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Pavlov V. K., Phirman 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.
- 14. Каган Б. А., Софьина Е. В. Высокоразрешающее моделирование поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море, ее баротропной и бароклинной составляющих и роль приливов в их формировании // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 2. С. 103—107.

К статье: Каган Б. А., Софьина Е. В. Приливные изменения... Kagan B. A., Sofina E. V. Tidal changes...



Рис. 1. Средние (за приливный цикл) температура (*a*) и соленость (б) морской воды на глубине основания пикноклина и уровень (*в*) свободной поверхности в Карском море летом по данным наблюдений, систематизированным в [7]. На фрагментах (*a*) и (б) серым цветом закрашена область, глубины в которой меньше 40 м.

Fig. 1. The average (over a tidal cycle) temperature (*a*) and salinity (*b*) of seawater on the depth of the pycnocline base and level elevations (*c*) of the free surface in the Kara Sea in summer, according to in situ measurements systematized in [7]. The subfields on fragments (a) and (b) with depth less than 40 m are shaded in grey.

К статье: Каган Б. А., Софьина Е. В. Приливные изменения... Kagan B. A., Sofina E. V. Tidal changes...



Рис. 2. То же, что на рис. 1, по результатам моделирования при суммарном форсинге. Fig. 2. The same that in fig. 1, according to results of modelling for the tidal forcing.

К статье: Каган Б. А., Софьина Е. В. Приливные изменения... Kagan B. A., Sofina E. V. Tidal changes...



Рис. 3. То же, что на рис. 1, по результатам моделирования при комбинированном форсинге. Fig. 3. The same that in fig. 1, according to results of modeling for the combined forcing.

К статье: Каган Б. А., Софьина Е. В. Приливные изменения... Kagan B. A., Sofina E. V. Tidal changes...



Рис. 4. Приливные изменения температуры (*a*) и солености (*б*) морской воды на глубине основания пикноклина и уровня (*в*) свободной поверхности в Карском море летом. Пояснения см. на рис. 1.

Fig. 4. Tidal changes in temperature (a) and salinity (b) of seawater at the depth of the pycnocline base and the level elevations (c) of the free surface in the Kara Sea in summer. For the explanations, see fig. 1.