

УДК 551.466.8

© Б. А. Каган<sup>1</sup>, Е. В. Софьина<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

kagan@ioras.nw.ru, sofjina\_k@mail.ru

## ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В КАРСКОМ МОРЕ, ЕЕ БАРОТРОПНОЙ И БАРОКЛИННОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ И РОЛЬ ПРИЛИВОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ

Поступила в редакцию 08.03.2018, после доработки 11.04.2018.

Приведенные результаты моделирования подтверждают сложившееся мнение о поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море как циклонической, включающей один крупномасштабный круговорот в юго-западной части моря, еще один мезомасштабный круговорот в восточной части моря и разнонаправленные потоки в южной, центральной и северной частях моря. Вместе с тем использование сетки с высоким разрешением позволило выявить дополнительно два мезомасштабных круговорота в юго-западной части моря и еще шесть мезомасштабных круговоротов в остальной части моря (в основном с циклоническим направлением вращения). Выполнено сравнение двух решений, полученных при задании суммарного (приливного + ветрового + термохалинного) и комбинированного (ветрового + термохалинного) форсингов. Оно предназначалось для оценки вклада приливов в формирование поверхностной результирующей циркуляции вод. Оказалось, что приливы вносят заметные изменения в эту циркуляцию, своим происхождением обязанную ветровому и термохалинному форсингам.

**Ключевые слова:** поверхностная результирующая циркуляция, ее баротропная и бароклинная составляющие, крупномасштабный и мезомасштабный круговороты, вклад приливов, Карское море.

B. A. Kagan<sup>1</sup>, E. V. Sofina<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia<sup>2</sup>Russian State Hydrometeorological University, St.-Petersburg, Russia

## HIGH-RESOLVING MODELING OF THE SURFACE RESULTING CIRCULATION IN THE KARA SEA ITS BAROTROPIC AND BAROCLINIC CONSTITUENTS AND THE ROLE OF TIDES IN THEIR FORMATION

Received 08.03.2018, in final form 11.04.2018.

The present modeling results support a view that the surface resulting circulation of waters in the Kara Sea is cyclonic, including one large-scale gyre in the south-western part of the Sea, one mesoscale gyre in the eastern part of the Sea and differently directed currents in the southern, central and northern parts of the Sea. The use of a high-resolving grid allows to reveal two mesoscale gyres in the south-western part of the Sea and an additional six mesoscale gyres having a different direction of rotation in the remaining part of the Sea. A comparison of two solutions performed, obtained for the overall (tidal + wind + thermohaline) and combined (wind + thermohaline) forcing allows to quantify a contribution of tides to the formation of surface resulting circulation of waters. It turns out that tides introduce detectable changes in this circulation which origin is assumed to owe to wind and thermohaline factors.

**Key words:** surface resulting circulation of waters, its barotropic and baroclinic constituents, large-scale and mesoscale gyres, contribution of tides, the Kara Sea.

---

Ссылка для цитирования: 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.

For citation: Kagan B. A., Sofina E. V. High-resolving modeling of the surface resulting circulation in the Kara Sea its barotropic and baroclinic constituents and the role of tides in their formation. *Fundamentalnaya I Prikladnaya Gidrofizika*. 2018, 11, 2, 103—107.

doi: 10.7868/S2073667318020090

Циркуляция поверхностного слоя в Карском море изучена несравненно лучше, нежели глубинного слоя. Характерные ее особенности впервые были систематизированы в [1]. Ими являются циклонический круговорот постоянных течений в юго-западной части и разнонаправленные потоки в южной, центральной и северной частях моря. Указанные особенности отличаются от выявленных в [2] одним лишь элементом — фиксацией еще одного мезомасштабного циклонического круговорота в восточной части моря.

Современная схема поверхностной результирующей циркуляции вод Карского моря выглядит следующим образом: западный круговорот возникает в результате поступления баренцевоморских вод через южные Новоземельские проливы. Эти воды перемещаются далее к п-ву Ямал, затем отражаются от его западного побережья и продолжают к северу в виде Ямальского течения. У северной оконечности п-ва Ямал поток баренцевоморских вод усиливается Обь-Енисейским речным стоком. Еще севернее от него ответвляется Восточно-Новоземельское течение, идущее вдоль восточных берегов о-вов Новая Земля на юг. В последующем оно сливается с баренцевоморскими водами, входящими в Карское море через Новоземельские проливы, тем самым образуя круговорот течений в юго-западной части моря. В южной части моря Обь-Енисейский речной сток вместе с Ямальским течением перемещается на северо-восток в виде Западно-Таймырского течения. Оно распространяется вдоль п-ва Таймыр на восток и, далее усиливаясь, переносит свои воды в прол. Вилькицкого и либо частично перемещается вдоль западного побережья арх. Северная Земля, как предполагается в [1], либо посередине пути разделяется на две ветви, как предполагается [2]. Одна из ветвей перемещается на север, другая поворачивает на юг, образуя еще один мезомасштабный циклонический круговорот в восточной части моря.

Считается, что все упомянутые выше течения имеют в основном ветровое происхождение. Их скорости примерно на порядок величины больше скоростей термохалинных течений. Исключения представляют лишь окрестности арх. Северная Земля и о. Белый, где отмечаются сравнительно сильные термохалинные течения. Что касается закономерностей движения в глубинном слое Карского моря, то оно пока еще недостаточно изучено.

Перед настоящей работой стояли три задачи: во-первых, требовалось выяснить, воспроизводятся ли перечисленные выше особенности поверхностной циркуляции вод в Карском море в рамках высокоразрешающей версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4; во-вторых, используя принятую модель, попытаться понять роль приливов в формировании поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море и ее баротропной и бароклинной составляющих и, наконец, постараться оценить диапикническую диффузию, индуцируемую внутренними приливными волнами (ВПВ), сравнив ее с вертикальной турбулентной диффузией, чтобы, не прибегая к продолжительным расчетам, судить том, каков ее вклад в формирование регионального климата моря. Удалось ли это сделать — не нам судить. Мы не рассчитываем на то, что вопрос, вынесенный в заголовок статьи, в ней же будет раскрыт до конца, но хотели бы надеяться на то, что эта статья будет способствовать повышению интереса к обсуждаемым вопросам.

**Информация, предваряющая применение модели QUODDY-4.** Подробное описание модели QUODDY-4 приводится в [3]. Во избежание повторений мы остановимся только на источниках информации, используемых при реализации модели, и некоторых дополнительных подробностях, незнание которых может привести к недоразумениям. Для решения задач, объявленных в предыдущем разделе, в рамках принятой модели были выполнены два численных эксперимента. В первом из них циркуляция возбуждалась водообменом с соседними водоемами и суммарным (приливным + ветровым + термохалинным) форсингом, во втором — тем же водообменом и комбинированным (ветровым + термохалинным) форсингом. В итоге цель работы сводилась к сравнению результатов численных экспериментов, предварительно подвергнутых обработке.

Если водообмен с соседними водоемами определяется геострофическими соотношениями или, иначе, отклонениями уровня от его среднего положения (в дальнейшем просто уровнем) и температурой и соленостью морской воды на открытых границах моря, то их задание будет эквивалентным фиксации водообмена. Учитывая сказанное, мы будем описывать водообмен косвенно посредством задания уровня, а также температуры и солености морской воды на открытых границах моря. Для этого воспользуемся архивными данными CNES-CLS09 о средней глобальной динамической топографии свободной поверхности из [4], полученными комбинацией спутниковой альтиметрии и *in situ* измере-

ний, и цифровым атласом Арктики [5], систематизирующем результаты *in situ* измерений температуры и солености морской воды за всю историю исследований Северного Ледовитого океана.

При определении ветрового форсинга поток импульса на границах раздела вода-воздух и вода-дно аппроксимировались квадратичным законом сопротивления с коэффициентом пропорциональности (коэффициентом сопротивления), равным  $1.3 \times 10^{-3}$  в приводном слое атмосферы и  $5.0 \times 10^{-3}$  в придонном слое моря. Потоки тепла и соли на свободной поверхности, необходимые для задания термохалинного форсинга, аппроксимировались т. н. восстанавливающими (*restoring*) граничными условиями, представляющими потоки тепла и соли пропорциональными разностям климатических и прогностических 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 [6] терминологии, восстановление предсказанных значений температуры и солености морской воды к их климатическим значениям считается сильным.

Климатические значения температуры и солености морской воды заимствовались из [5] для летнего сезона. Информация о пространственном распределении скорости приземного ветра летом задавалась по данным NCEP-NCAR R1 реанализа [7]. 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 вертикальные профили частоты плавучести предполагались эволюционирующими во времени, а не фиксированными, как при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов, т. е. тогда, когда ответственность за формирование горизонтальной изменчивости стратификации возлагается на форсинги непривливногo происхождения.

Приливный форсинг, представленный приливыми колебаниями уровня на открытых границах, отвечающими гармонике  $M_2$  приливного потенциала, задается по результатам моделирования, полученным в [8] с использованием высокоразрешающей арктической приливной модели для случая однородного моря. Эта модель ассимилирует всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные спутниковой альтиметрии, полученные по программам TOPEX/Poseidon и ERS-1.

Карское море покрывается неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением, в среднем по площади моря равным 2.5 и 7.7 км (соответственно при задании суммарного и комбинированного форсингов), так что бароклиный радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), соответствующий в Карском море летом 11.1 км, дискретизируется посредством 4-5 конечных элементов в первом случае и 1-2 конечных элементов во втором. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости вся толща моря делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением в поверхностном и придонном слоях моря. Топография дна берется из банка данных ИВСАО [9]. Шаг по времени — 4 и 24.84 с в первом и втором случаях соответственно, коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии находятся по формуле Смагоринского [10], коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [11].

Уравнения модели интегрируются до установления квазипериодического режима при задании суммарного форсинга и квазистационарного режима при задании комбинированного форсинга. Квазипериодический и квазистационарный режимы полагаются установившимися, когда средняя за приливный цикл баротропная и интегральная по глубине бароклиная энергия (при наличии приливного форсинга) и средняя за 12-часовой период баротропная и интегральная по глубине бароклиная энергия становятся квазистационарными с точностью в относительных единицах до 1 %. Это условие выполняется соответственно по истечении 10 и 20 сут для суммарного и 28 и 78 сут для комбинированного форсингов от начального момента времени, при котором море считается находящимся в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность — отсутствующей.

**Результаты моделирования.** Несмотря на многочисленные возмущения фоновых постоянных течений типа меандр, дивергенций, конвергенций, внутренних приливных волн (ВПВ) и пр., наши результаты моделирования, полученные при суммарном форсинге, в общем согласуются со схемой поверхностных постоянных течений Карского моря, предложенной в [1], в том смысле, что они воспроизводят циклонический характер циркуляции в юго-западной части моря и разнонаправленный характер постоянных течений в остальной части моря (рис. 1, а, см. вклейку). Как известно, результирующая

циркуляция вод может быть представлена в виде суммы баротропной и бароклининой составляющих, причем баротропная составляющая определяется как средняя (по вертикали), а бароклининая — как отклонение результирующей циркуляции вод от баротропной. Усреднение по вертикали несколько сглаживает изменения направления переноса на разных глубинах, в результате чего баротропная циркуляция оказывается более упорядоченной, чем поверхностная результирующая, и обе они имеют вид наборов более или менее редко упакованных круговоротов и разнонаправленных потоков за их пределами. В баротропной циркуляции (рис. 1, б) число таких круговоротов формально сохраняется, чему способствует деление обширного крупномасштабного круговорота на два мезомасштабных и преобразование направления вращения южного из них с циклонического на антициклоническое за счет слияния его с соседними круговоротами. В остальном поля результирующей и баротропной циркуляций остаются качественно подобными.

Почти всюду направление поверхностной бароклининой циркуляции (рис. 1, в) имеет разнонаправленный характер. Исключения представляют лишь окрестности желоба Св. Анны и северо-западной открытой границы моря. Менее выраженный характер имеет направление придонной бароклининой циркуляции (не приводится). Это касается, главным образом, центральной части моря. В остальной части моря беспорядочный характер направления переноса в общем сохраняется. Складывается впечатление, что придонная бароклининая циркуляция почти везде противоположна поверхностной бароклининой циркуляции, свидетельствуя тем самым о смене направления переноса бароклининой циркуляции с глубиной. Подтверждение этого факта применительно к Карскому морю можно найти в [12].

Что касается роли приливов в формировании поверхностной результирующей циркуляции вод и ее баротропной и бароклининой составляющих, то о ней можно судить, сравнивая решения, полученные при использовании той же модели, но при задании разных форсингов (суммарного и комбинированного). Поля поверхностных циркуляций, отвечающих суммарному форсингу, были представлены на рис. 1, а—в. Те же циркуляции, полученные при комбинированном форсинге, показаны на рис. 2, а—в (см. вклейку). Их разности, характеризующие изменения поверхностной циркуляции приливного происхождения, приводятся на рис. 3, а—в (см. вклейку). Видно, что почти повсеместно приливные изменения поверхностной результирующей циркуляции вод (рис. 3, а) находятся в пределах  $\pm 5$  см/с и только в окрестности желоба Воронина вблизи северной открытой границы моря, а также в отдельных пятнах в центральной и юго-западной частях моря они достигают 20 см/с и более. Такие же отрицательные приливные изменения поверхностной результирующей циркуляции вод, составляющие  $-20$  см/с, детектируются у северо-восточной оконечности о-вов Новая Земля и в отдельных пятнах, расположенных на Центральном Карском плато.

Приливные изменения баротропной циркуляции (рис. 3, в) более однообразны. Они составляют  $\pm 5$  см/с и только в отдельных пятнах, разбросанных по всему морю нерегулярным образом, достигают больших значений с максимумом 15—20 см/с в юго-западной части моря и 25—30 см/с в желобе Воронина. Отрицательные значения приливных изменений баротропной циркуляции, достигающих  $-(10-15)$  см/с, обнаруживаются у северо-восточной оконечности о-вов Новая Земля, в юго-западной части моря и в отдельных пятнах, приуроченных к Центральному Карскому плато.

Пятнистая структура свойственна и полю поверхностной бароклининой циркуляции (рис. 3, в). Ее отличают широкое распространение приливных изменений, составляющих в основном  $\pm 5$  см/с. Максимум приливных изменений, достигающий 20—25 см/с детектируются в желобе Воронина, наибольшие отрицательные значения (до  $-20$  см/с) — у северо-восточной оконечности о-вов Новая Земля. В остальных частях моря приливные изменения поверхностной бароклининой циркуляции принимают промежуточные значения.

Если теперь учесть, что скорости поверхностной результирующей циркуляции вод и ее баротропной составляющей варьируют от 0 до 60 см/с, а поверхностной бароклининой составляющей — от 0 до 40 см/с, то вклад приливных изменений в формирование поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море и его баротропной и бароклининой составляющих можно признать пусть не основным, но во всяком случае значимым.

Здесь будет уместно обратиться к оценке индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии. Эта оценка, характеризуемая разностью средних (по объему моря и за приливный цикл, если приливный форсинг учитывается) коэффициентов диапикнической диффузии при суммарном и комбинированном форсингах, равна  $1.57 \times 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с. Сравняя ее с вертикальной турбулентной диффузией, интенсив-

ность которой характеризуется средним (в том же смысле) коэффициентом вертикальной турбулентной диффузии при комбинированном форсинге, составляющим  $2.93 \times 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ , убеждаемся, что оба типа диффузии отличаются друг от друга всего лишь на один порядок величины. Это означает, что индуцируемая ВПВ диапикническая диффузия должна быть включена в число факторов, контролирующих региональный климат моря при точном его определении, и может быть исключена из него, в том случае, когда ориентировочное его определение считается достаточным.

\*\*\*

Полученные результаты моделирования подтверждают предложенную ранее схему поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море, свидетельствующую о существовании одного крупномасштабного круговорота в юго-западной части, одного мезомасштабного круговорота в восточной части и разнонаправленных потоков в остальных частях моря. Вместе с тем удалось выяснить, что использование высокого разрешения сопровождается обнаружением в юго-западной части еще двух мезомасштабных круговоротов, а в остальных его частях дополнительно таких же шести мезомасштабных круговоротов (преимущественно циклонических). Произведена оценка приливных изменений поверхностной результирующей циркуляции вод в Карском море и ее баротропной и бароклинной составляющих. Как выяснилось, они являются значимыми: приливные изменения скорости постоянных течений и их компонент варьируют в пределах от 0 до  $\pm 25 \text{ см/с}$ , тогда как сами скорости — от 0 до  $50 \text{ см/с}$  и иногда больше. Установлено также, что индуцируемая ВПВ диапикническая диффузия меньше вертикальной турбулентной диффузии примерно на порядок величины, и потому ее учет может иметь своим следствием уточнение предсказываемых оценок приливных изменений состояния морской среды.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0014) при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-00263).*

### Литература

1. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
2. Pavlov V. K., Phirman S. L. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep Sea Res. 1995. V. 42, N 6. P. 1369—1390.
3. 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, 45 p.
4. 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.
5. Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. (Tanis E., Timokhov L., eds.) Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.
6. Jayne S. R. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // J. Phys. Oceanogr. 2009. V. 39, N 7. P. 1756—1775.
7. 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.
8. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. doi: 1029/2003 GL019003.
9. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean / National Geophysical Data Center.—Boulder, Co. USA: NGDC, 2008: <http://www.ibcao.org/> (дата обращения: 20.08.2015).
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, N 4. P. 854—875.
12. Каган Б. А., Тимофеев А. А. Моделирование поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Карском море // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 2. С. 265—275.

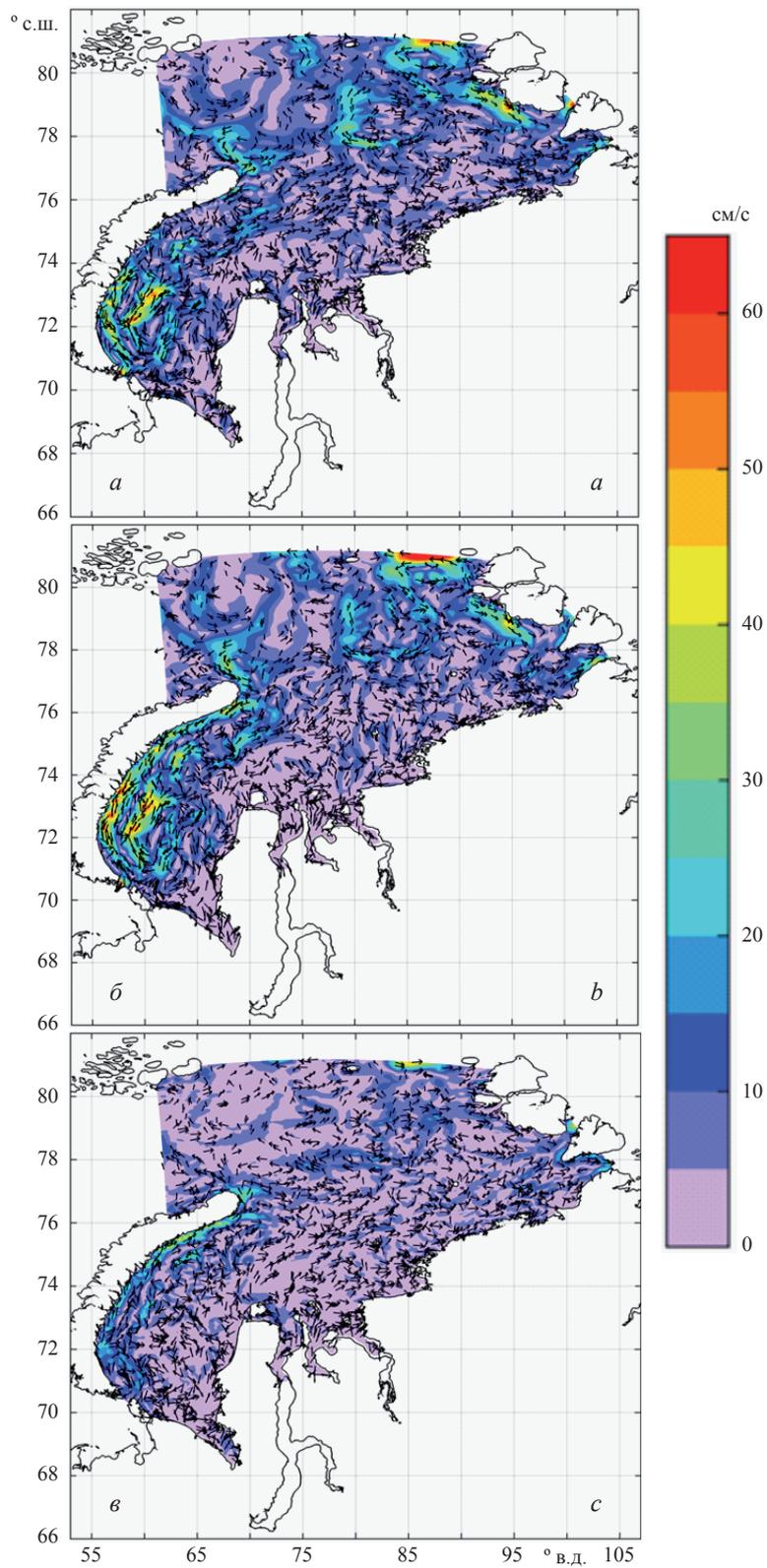


Рис. 1. Поверхностные результирующая (а), баротропная (б) и бароклинная (в) циркуляции вод в Карском море при суммарном форсинге.

Fig. 1. The surface resulting circulation of waters in the Kara Sea (a) and its barotropic (b) and baroclinic (c) constituents for the overall (tidal + wind + thermohaline) forcing.

К статье *Каган Б. А., Софьина Е. В.* Высокоразрешающее моделирование...  
*Kagan B. A., Sofina E. V.* High-resolving modeling...

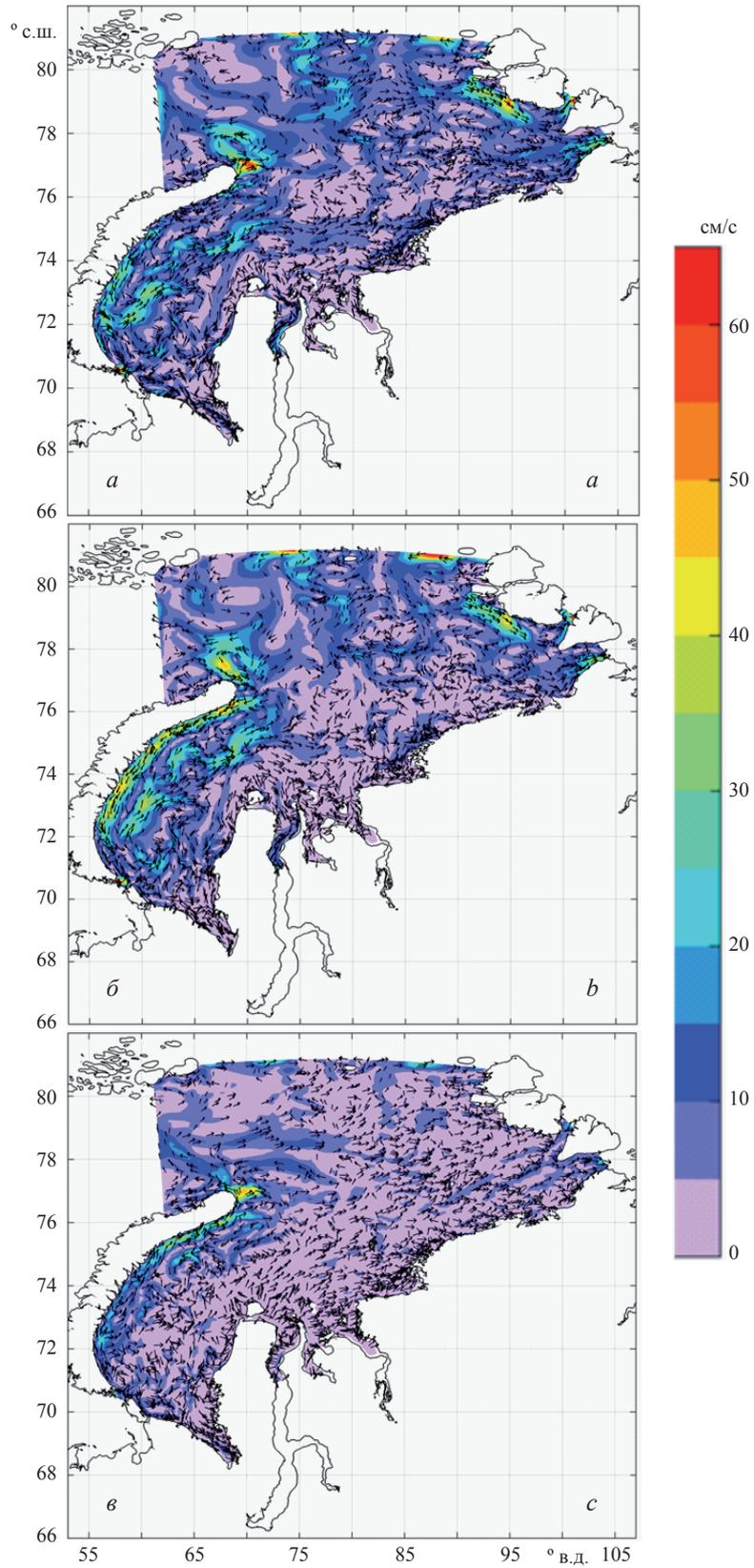


Рис. 2. То же, что на рис. 1, при комбинированном форсинге.

Fig. 2. The same as in fig. 1 for the combined (wind + thermohaline) forcing.

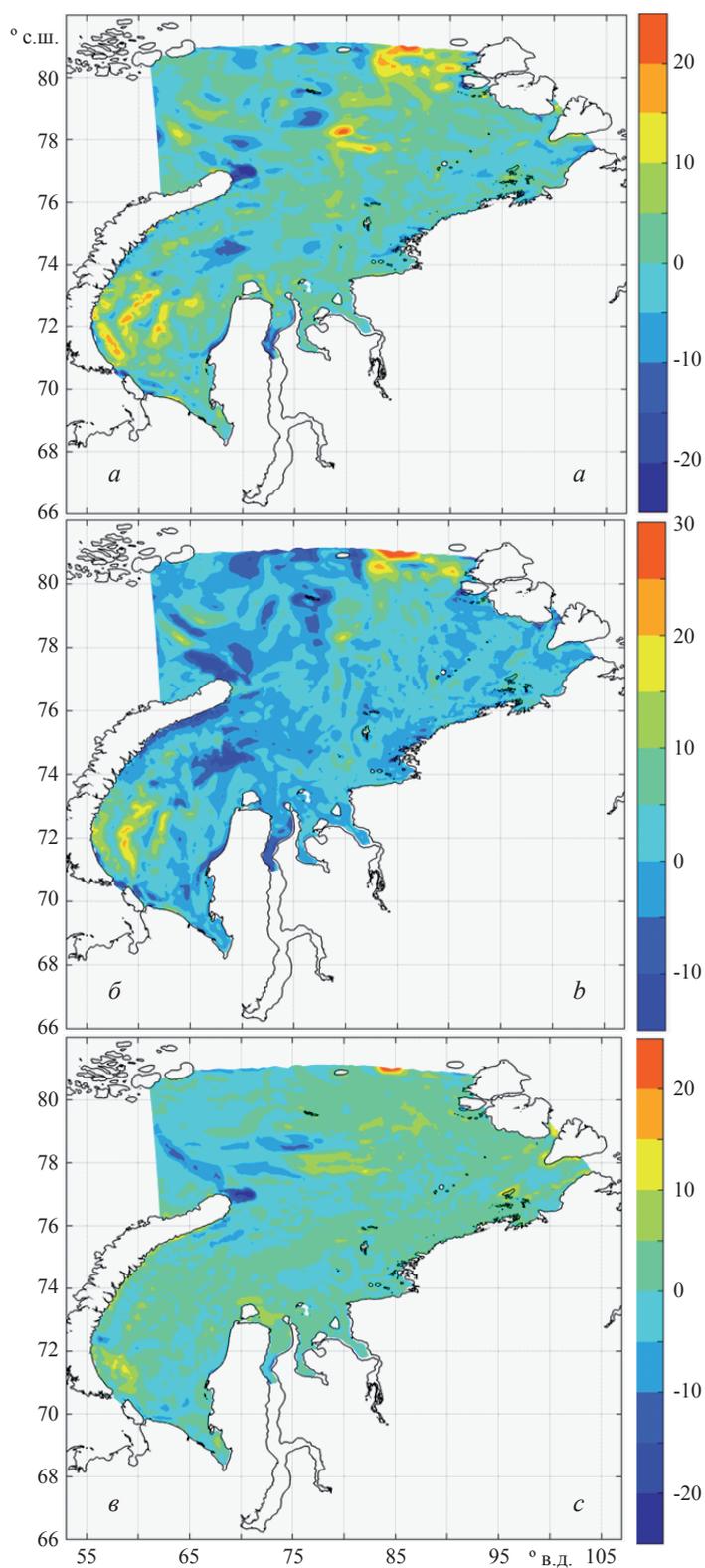


Рис. 3. Приливные изменения поверхностной результирующей циркуляции (а) и ее баротропной (б) и бароклинной (в) составляющих, определяемые как разность между модулями вектора скорости, полученные при суммарном и комбинированном форсингах.

Fig. 3. Tidal changes of the surface resulting circulation of waters (a) and its barotropic (b) and baroclinic (c) constituents obtained as difference between the magnitudes of current velocity for the overall and combined forcings.