

УДК 551.588.9

© Д. В. Сеин^{1,2*}, А. Ю. Дворников¹, С. Д. Мартыанов¹, У. Кабос³, В. А. Рябченко¹, М. Грёгер⁴, А. К. Мишра⁵, П. Кумар⁵, В. А. Горчаков¹, 2021

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

²Институт Альфреда Вегенера, Центр полярных и морских исследований имени Гельмгольца, 27570, Бремерхафен, Ам Хандельсхафен 12., Германия

³Университет Алькалы, 28801, Алькала де Энарес, Площадь Сан-Диего, Мадрид, Испания

⁴Институт исследований Балтийского моря им. Лейбница, D-18119, Варнемюнде, Зеештрассе 15, Росток, Германия

⁵Департамент наук о Земле и окружающей среде, Индийский институт естественнонаучного образования и исследований, 462066, Бхопал Байпасс Род, Бхаури, Бхопал, Мадхья Прадеш, Индия

*E-mail: dmitry.sein@awi.de

ВЛИЯНИЕ ОБРАТНОЙ СВЯЗИ ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ–ФИТОПЛАНКТОН НА ТЕМПЕРАТУРУ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Статья поступила в редакцию 10.08.2021, после доработки 19.10.2021

В результате экспериментов с региональной климатической моделью системы Земли обнаружено, что в эксперименте, в котором ослабление света рассчитывается с учетом обратной связи между температурой воды и фитопланктоном, средняя температура поверхности моря ниже на большей части Индийского океана в тропиках по сравнению с эталонным экспериментом, в котором используется постоянный коэффициент ослабления света (равный 0.06 м^{-1}), типичный для глобальных расчетов с климатической моделью системы Земли. Установлено также, что наиболее сильные различия (более 1°C) в температуре поверхности моря наблюдаются в летний период. В эксперименте с учетом указанной обратной связи отмечается также охлаждение приповерхностных слоев океана и смещение термоклина вверх. Последнее, а также сезонные изменения коэффициента ослабления света заметно приближают модельные результаты к данным наблюдений. Таким образом, включение полной обратной связи между температурой воды и фитопланктоном с соответствующим коэффициентом ослабления света в целом понижает температуру поверхности моря и температуру воды в подповерхностных слоях тропической части Индийского океана, что имеет серьезные последствия для взаимодействия океана и атмосферы и, следовательно, для моделирования регионального климата.

Ключевые слова: температура воды, фитопланктон, ослабление света, климатическая модель системы Земли, Индийский океан.

© D. V. Sein^{1,2*}, A. Yu. Dvornikov¹, S. D. Martyanov¹, W. Cabos³, V. A. Ryabchenko¹, M. Gröger⁴, A. K. Mishra⁵, P. Kumar⁵, V. A. Gorchakov¹, 2021

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovskiy prospekt, 36, Moscow, Russia

²Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, 27570, Am Handelshafen 12, Bremerhaven, Germany

³University of Alcalá, 28801, Alcala de Henares, Square San Diego, Alcalá, Spain

⁴Leibniz Institute for Baltic Sea Research, D-18119, Seestrass 15, Warnemünde, Rostock, Germany

⁵Department of Earth and Environmental Sciences, Indian Institute of Science Education and Research, 462066, Bhopal Bypass Road, Bhauri, Bhopal, Madhya Pradesh Bhopal, India

*E-mail: dmitry.sein@awi.de

INFLUENCE OF THE WATER TEMPERATURE–PHYTOPLANKTON FEEDBACK ON THE UPPER LAYER TEMPERATURE OF THE INDIAN OCEAN

Received 10.08.2021, in final form 19.10.2021

Two experiments with a regional Earth System Model (ESM) are performed. We discovered that in a simulation where light attenuation is calculated taking into account the water temperature–phytoplankton feedback the average sea surface temperature (SST) is lower over most of the tropical Indian ocean in comparison with the reference experiment in which a constant light

Ссылка для цитирования: Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды — фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 4. С. 64–76. doi: 10.7868/S2073667321040067

For citation: Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the Water Temperature–Phytoplankton Feedback on the Upper Layer Temperature of the Indian Ocean. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2021, 14, 4, 64–76. doi: 10.7868/S2073667321040067

attenuation coefficient equal to 0.06 m^{-1} , typical in global ESM runs, is used. We also find that the strongest differences (more than 1°C) in SST occur in the summer period and a cooling of subsurface layers and a rise of the thermocline are noted in the experiment with the above feedback. Thus, including the full water temperature–phytoplankton feedback with corresponding light attenuation coefficient generally lowers the SST and water temperature in subsurface layers of the Indian ocean, with strong implications for the ocean–atmosphere coupling and, therefore for the simulated regional climate.

Key words: water temperature, phytoplankton, light attenuation, Earth System Model, Indian Ocean.

1. Введение

Индийский океан и прилегающие континентальные районы, где проживает пятая часть человечества, очень чувствительны к изменениям климата как в настоящее время, так и к предполагаемым в будущем [1, 2]. Изменения климата в регионе определяются сильным взаимодействием океана и атмосферы. Например, усиление юго-западного муссона в Аравийском море приводит к аномальному прибрежному апвеллингу, который увеличивает перемешивание верхнего слоя океана, а последующее поступление питательных веществ в верхний слой из глубин океана способствует аномальному цветению фитопланктона [3]. В свою очередь, изменения температуры поверхности моря (ТПМ) и связанные с ними поверхностные потоки тепла и количества движения могут иметь обратную связь с атмосферной циркуляцией. Обратные связи между океаном и атмосферой также влияют на сток рек и нагрузку питательными веществами [4]: экосистемы эстуариев испытывают сильные изменения в фитопланктоне во время сезона дождей [5], а восточное побережье Индии подвержено эвтрофикации, которая напрямую влияет на уровень биогенных веществ в прибрежных водах и численность фитопланктона [6].

Во многих частях Мирового океана происходит уменьшение толщины верхнего перемешанного слоя, которое сопровождается снижением первичной продукции океана [7, 8]. Изменения в первичной продукции, вероятно, изменят концентрацию хлорофилла в верхних слоях океана и, следовательно, ТПМ. Эти воздействия не могут быть воспроизведены с помощью моделей, использующих ослабление света в океанских водах типа Джерлова, поэтому роль фитопланктона в проекциях изменения климата практически не исследована. Немногочисленные предыдущие исследования, посвященные изучению роли обратной связи фитопланктона и температуры верхних слоев океана в изменениях климата, основывались в основном на глобальных моделях двух типов: 1) моделях общей циркуляции океана и морской биогеохимии [9–12] и 2) совместных моделях циркуляции атмосферы и моря и морской биогеохимии [13, 12]. Эти глобальные модели не отражают мелкомасштабные особенности океанической циркуляции и, таким образом, часто дают пространственно сглаженную картину динамики фитопланктона. Однако региональные модели земной системы (Regional Earth System Models, RESM), которые переводят глобальную климатическую информацию, генерируемую глобальной климатической моделью земной системы (Earth System Model, ESM), в региональные масштабы с более высоким разрешением [14], могут адекватно представлять эти мелкомасштабные особенности циркуляции.

В этом исследовании мы используем новую версию региональной модели океана (ROM) [15] в RESM для оценки воздействия полностью связанной интерактивной морской биогеохимической модели на воспроизведение современного климата Индийского океана, уделяя особое внимание эффектам меняющейся концентрации хлорофилла. Использование интерактивной концентрации фитопланктона со всеми возможными обратными связями между физической и биогеохимической моделями влияет на поглощение коротковолновой радиации [16, 13].

Предыдущие исследования в целом показывают, что учет обратной связи фитопланктона и температуры воды приводит к потеплению верхнего слоя океана и охлаждению подповерхностных слоев [13, 17]. Тем не менее, в некоторых случаях сообщалось об охлаждении поверхностного слоя [18, 16, 17]. В [13] предполагалось, что эти расхождения могут быть связаны с тем, как радиация рассчитывается в контрольном эксперименте. Один из основных подходов — принять концентрацию фитопланктона равной нулю (так называемый «мертвый океан») или ненулевым постоянным значением, что позволяет изучить влияния фитопланктона на физику океана, но не наоборот.

Наше исследование позволит нам предварительно ответить на вопрос, влияет ли пространственная и временная изменчивость морской биогеохимии на региональный климат океана и должна ли она учитываться при выполнении климатических прогнозов. С этой целью мы анализируем два расчета, которые отличаются только способом параметризации проникновения коротковолновой солнечной радиации в океан, и их результаты покажут влияние обсуждаемой обратной связи на климат. В первом расчете мы используем постоянный во времени и пространстве коэффициент ослабления света, который используется

в климатической модели земной системы Института Макса Планка (MPIESM), включающей модель океана Института Макса Планка (MPIOM) в качестве океанического модуля, и неявно учитывает эффекты фитопланктона. Во втором расчете мы вводим полную пространственную и временную изменчивость обратной связи фитопланктон—температура воды путем расчета коэффициента ослабления света с использованием концентрации фитопланктона, рассчитываемой в модуле биогеохимии океана.

Цели данной статьи можно резюмировать следующим образом:

- 1) оценить способность нашей модели воспроизводить современный климат Индийского океана;
- 2) оценить влияние полной пространственной и временной изменчивости обратной связи морской биогеохимии и гидротермодинамики океана на воспроизведение регионального климата океана, особенно температуры поверхности моря.

Структура данной статьи следующая. В разделе 2 представлено описание региональной климатической модели земной системы. Раздел 3 посвящен верификации разработанной модели. Раздел 4 содержит обсуждение полученных результатов. Выводы представлены в разделе 5.

2. Конфигурация модели и расчеты

Океанический компонент нашей региональной климатической модели земной системы ROM [15] — это модель MPIOM [18], [19], которая взаимодействует с региональной моделью атмосферы для ограниченной области REMO [20], [21] через программный блок — соединитель OASIS. и объединена с Гамбургской моделью углеродного цикла океана (HAMOCC: [22], [23]). Глобальная конфигурация MPIOM, используемая в наших экспериментах, дает возможность уточнить разрешение сетки в интересующей области, избегая использования боковых граничных условий в океане. Связь между океаном и атмосферой реализуется только в области, охватываемой REMO, в то время как за пределами этой области MPIOM вычисляет потоки тепла, пресной воды и импульса из атмосферных полей, взятых из того же набора глобальных данных, который используется для REMO в качестве боковых граничных условий. Речной сток в океан рассчитывается по модели гидрологического стока (HD: [24]). В модели HD сначала вычисляется поверхностный сток с площади водосбора отдельных рек (по данным от REMO внутри области взаимодействия с океаном и из глобального набора данных за её пределами), который затем пересчитывается в речной сток. Подробное описание ROM можно найти в [15].

Для REMO мы используем несколько увеличенный южноазиатский домен CORDEX (<http://www.cordex.org>), в то время как для MPIOM глобальная сетка имеет переменное горизонтальное разрешение, которое достигает 15 км внутри области взаимодействия (рис. 1, а, см. вклейку). Внешние воздействия задаются по результатам расчета климата XX века в рамках проекта CMIP5 (the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project, пятая фаза Проекта взаимного сравнения объединенных моделей), выполненного по климатической модели земной системы Института Макса Планка низкого разрешением (MPIESM LR).

Для этого исследования мы представляем два расчета для исторического периода, проведенных с ROM. Эти два расчета (далее обозначаемые как INDJ и INDB) отличаются только параметризацией коэффициента ослабления коротковолновой радиации в океане, в остальном они идентичны.

В эксперименте INDJ мы используем постоянный во времени и пространстве коэффициент ослабления света, равный 0.06 м^{-1} , что соответствует типу воды Джерлова IB [25, 26]. Хотя эта параметризация неявно включает влияние фитопланктона, она не учитывает его пространственную и временную изменчивость и имеет ряд недостатков. Во-первых, не принимается во внимание влияние динамики цветения фитопланктона на распространение света, что приводит к большим искажениям в регионах, подверженных сильным сезонным изменениям фитопланктона, и в регионах с сильно варьирующим снабжением биогенными веществами. Во-вторых, характеристики океана в прибрежной зоне, особенно в районах стока больших рек с высокой нагрузкой биогенными веществами и ограниченным обменом с открытым океаном, не описываются. Расчет INDJ охватывает период 1920–2005 гг., причем первые 30 лет являются периодом адаптации. Начальные условия для биогеохимического модуля были взяты из долгосрочного 500-летнего расчета по модели MPIOM/HAMOCC [27]. Для физических переменных океана и атмосферы начальные условия были взяты из предыдущих экспериментов по адаптации моделей: 50-летний расчет с моделью MPIOM плюс два 45-летних расчета с совместной моделью MPIOM/REMO с использованием форсинга ERA-40 (1958–2002 гг.).

Во втором расчете (INDB), который начинается 01.01.1950 г. с начальными условиями эксперимента INDJ, вводится полная пространственная и временная изменчивость морской биогеохимической обратной связи путем расчета коэффициента ослабления света с использованием рассчитываемой концентрации фи-

топланктона, как предложено в [27]. В этом случае наличие сильного локального цветения фитопланктона в поверхностном слое будет увеличивать поглощение тепла в верхних слоях и уменьшать его в более глубоких слоях по сравнению с периодом отсутствия цветения, с каскадной обратной связью по вертикальной термохалинной структуре и потоку тепла между океаном и атмосферой. Таким образом, можно ожидать, что влияние сезонных и пространственных колебаний концентрации фитопланктона будет иметь важное значение для региональных климатических исследований.

Включение полной изменчивости биогеохимической обратной связи не является обычной практикой при моделировании климата, поскольку для этого требуется онлайн-объединение с моделью биогеохимии, что приводит к трехкратному увеличению потребления времени процессора по сравнению с моделью без обратной связи, работающей с типами воды Джерлова.

В нашей модели, как и в большинстве объединенных моделей океан–биогеохимия–атмосфера, потоки углерода в воздухе и море связаны пассивно, т.к. атмосферное парциальное давление $p\text{CO}_2$ задается на протяжении всего расчета. Таким образом, изменения потоков углерода в атмосфере и море, связанные с цветением фитопланктона, не влияют на атмосферу. В заключение, фитопланктон влияет на атмосферу только посредством его воздействия на ТПМ и обменный поток тепла.

3. Результаты

Для проверки модели были использованы данные Атласа Мирового океана 2013 г. (WOA13 [28]). Следуя классификации, принятой Метеорологическим департаментом Индии, для процедуры проверки выделяются (на основе муссонной активности в северной части Индийского океана) следующие сезонные периоды: DJF (декабрь — февраль, зимний сезон, северо-восточные ветры); MAM (март — май, предмуссонный сезон); JJAS (июнь — сентябрь, сезон муссонов, юго-западные ветры); ON (октябрь — ноябрь, постемуссонный сезон). Далее результаты моделирования и данные наблюдений, усредненные по времени за 1975–2004 гг., сравниваются для зимнего (DJF) и летнего (JJAS) сезонов, поскольку ожидается, что воздействие фитопланктона будет максимальным в периоды цветения, приуроченные к этим двум сезонам.

3.1. Температура поверхности моря

На рис. 2 (см. вклейку) показано пространственное распределение разницы в ТПМ между расчетом INDJ и WOA13 [28] для зимы (DJF) и лета (JJAS), усредненной за период 1975–2004 гг. Как видно, модель недооценивает ТПМ с типичными отклонениями 1–2 °C в оба сезона. Исключение составляет район у побережья полуострова Сомали, где в летний муссонный сезон наблюдается сильная положительная аномалия.

Недооценка ТПМ со стороны МРІОМ может быть частично связана со схемой вертикального перемешивания [29] и значением пороговых значений для подсеточного образования облаков и высотой их верхней границы, определяющих состояние, когда из облака идет дождь. Положительные разности ТПО у побережья Северо-Восточной Африки и Южной Аравии в течение летнего сезона муссонов могут указывать на то, что модель производит слишком слабый апвеллинг в ответ на преобладающий режим юго-западного ветра.

3.2. Концентрация хлорофилла-а на поверхности океана

Для сравнения с данными наблюдений о концентрации хлорофилла-а на поверхности океана, поверхностная концентрация фитопланктона (в углеродных единицах), рассчитанная с помощью НАМОСС, была преобразована в концентрацию хлорофилла-а (в мг/м³) с использованием постоянного отношения $C:\text{Chl}$, равного 60 гC/гХл [23].

На рис. 3 (см. вклейку) представлено пространственное распределение рассчитанной (INDJ) и наблюдаемой (SeaWiFS) концентрации хлорофилла-а на поверхности для зимнего и летнего климатических сезонов. Как видно, модель ROM завышает концентрацию хлорофилла-а по сравнению со спутниковыми данными SeaWiFS [31]. Модель правильно воспроизводит пониженные концентрации хлорофилла-а в Аравийском море при преобладающем северо-восточном ветре во время зимнего муссона. Напротив, юго-западные ветры во время летнего муссона вызывают подъем питательных веществ из более глубоких слоев моря и стимулируют первичную продукцию и рост концентрации хлорофилла-а. Зимой модель имитирует повышенную концентрацию хлорофилла-а вдоль восточной границы Бенгальского залива, демон-

стрируя при этом её понижение летом. Несмотря на то, что указанные изменения концентрации хлорофилла-*a* соответствуют изменяющемуся ветровому режиму, спутниковые данные показывают более высокие концентрации в летний период. Наиболее правдоподобным объяснением этого является высокий уровень биогенных веществ в речном стоке в Бенгальский залив в течение всего года, что не воспроизводится моделью. Еще одно отличие модели от спутниковых данных заключается в наличии зоны повышенной концентрации хлорофилла-*a*, простирающейся вдоль экватора, в модельных результатах, особенно в зимний период, чего нет в спутниковых данных. Хорошее согласие, как качественное, так и количественное, между модельным ветром и ветром из архива ERA5 [32] предполагает, что завышенная экваториальная поверхностная концентрация фитопланктона не может быть просто связана с неправильным воспроизведением ветра. Проблема может быть связана с относительно грубым вертикальным разрешением МРІОМ в верхнем слое (12 м) и простой схемой замыкания турбулентности Пакановского и Филандера [33], используемой в МРІОМ. Переоценка или недооценка первичной продукции океана в зоне экваториальной дивергенции — общая проблема многих моделей общей циркуляции океана (например, [7]). В [34] также были отмечены значительные расхождения между наблюдаемыми и рассчитанными поверхностными концентрациями хлорофилла-*a* в экваториальной части Индийского океана в ансамбле из пяти совместных моделей океан-атмосфера проекта CMIP5. Анализ показал, что все рассматриваемые модели имеют практически одинаковые расхождения с данными наблюдений в этом регионе. К сожалению, наша климатическая модель земной системы обладает тем же недостатком.

Завышение концентрации хлорофилла-*a* в рассматриваемой области также можно объяснить относительно простым описанием динамики фитопланктона в модели НАМОСС. Модель НАМОСС включает только один тип фитопланктона и, как компонент глобальной климатической модели, была настроена на получение реалистичной средней глобальной первичной продукции [23], но может значительно переоценить или недооценить её некоторые региональные особенности. С нашей точки зрения, это основная причина расхождений между спутниковыми данными и результатами расчетов. Сказанное также справедливо и для завышенной региональной концентрации растворенных нитратов, что является еще одной проблемой НАМОСС и других глобальных моделей [23].

Другой причиной переоценки концентрации хлорофилла-*a* может быть фиксированное соотношение $C: Chl$ фитопланктона, используемое в модели НАМОСС. Как упоминалось выше, НАМОСС использует постоянное соотношение $C: Chl$, равное 60 gC/gChl , и это соотношение используется здесь для преобразования рассчитанной концентрации фитопланктона на поверхности (выраженной в углеродных единицах) в концентрацию хлорофилла на поверхности (выраженную в mg Chl/m^3), чтобы сопоставить модельные результаты модели со спутниковыми данными SeaWiFS [31].

Однако, как показали многочисленные исследования, соотношение $C: Chl$ в фитопланктоне сильно варьирует в зависимости от конкретных видов фитопланктона, уровня освещенности и фазы цветения. Как сообщается в [35], значения отношения $C: Chl$ могут составлять 20–50 при низкой освещенности и до 100–200 при высокой освещенности.

Помимо фиксированного соотношения $C: Chl$, в некоторых моделях используется функциональная зависимость $C: Chl$. Например, такая зависимость была использована в биогеохимической модели Аравийского моря [30]: она включает в себя температуру воды, освещенность и концентрации биогенных веществ в качестве аргументов. На рис. 3 показана концентрация хлорофилла-*a* на поверхности (преобразованная из концентрации фитопланктона), рассчитанная с фиксированным и переменным (в соответствии с [30]) соотношением $C: Chl$. Как видно из рис. 3, использование вышеупомянутой параметризации для переменного соотношения $C: Chl$ в фитопланктоне дает лучшее согласие между рассчитанной концентрацией хлорофилла-*a* на поверхности и данными наблюдений SeaWiFS. Следует отметить, что постоянное соотношение $C: Chl$ используется в НАМОСС в процессе фотоадаптации, и поэтому, строго говоря, нецелесообразно использовать другое соотношение $C: Chl$ для преобразования рассчитанной концентрации фитопланктона в концентрацию хлорофилла-*a*, но все же этот пересчет полезен для демонстрации влияния изменчивости соотношения $C: Chl$ фитопланктона на верификацию модели.

Сравнение рассчитанных временных рядов концентрации хлорофилла-*a* на поверхности со спутниковыми данными было также выполнено в местах, которые являются репрезентативными для северной части Аравийского моря и западной части Бенгальского залива (рис. 4, см. вклейку). Упомянутое выше общее завышение рассчитанных поверхностных концентраций хлорофилла-*a* очевидно и в этих временных рядах. Однако в течение нескольких коротких периодов среднесуточные климатические концентрации, измеренные спектрорадиометром MODIS [36], оказались выше, чем в модели.

3.3. Вертикальное распределение температуры воды

Усредненные по горизонтали вертикальные профили температуры воды для тропической части Индийского океана (IO), а также для отдельных районов Аравийского моря (ASF) и Бенгальского залива (BBF) (рис. 1, б) показаны на рис. 5. Как видно из рис. 5, рассчитанное вертикальное распределение температуры неплохо согласуется с данными WOA13. Результаты модели обычно находятся в пределах стандартного отклонения соответствующих данных WOA13 в ASF и IO. Однако в BBF рассчитанная температура выходит за пределы стандартного отклонения. Тем не менее, следует отметить, что стандартное отклонение температуры из атласа WOA13 [28] на всех горизонтах в этих областях очень мало из-за недостатка наблюдений и, значит, может быть недооценено.

3.4. Воздействие на температуру верхних слоев океана

Рис. 6 иллюстрирует влияние учета изменчивости концентрации хлорофилла в параметризации ослабления света [27] на ТПМ (см. вклейку). В частности, на этом рисунке показано пространственное распределение разности в средней ТПМ для зимнего (DJF) и летнего (JJAS) сезонов и в соответствующем стандартном отклонении ТПМ между двумя модельными расчетами. В зимний сезон (DJF) использование параметризации ослабления света в расчете INDB, основанной на учете изменчивости концентрации хлорофилла, приводит к более низкой ТПМ, которая становится на 1 °C холоднее в северной части Аравийского моря. Исключение составляют районы у юго-западного побережья Индии, северо-западного побережья Индонезии и восточной части Андаманского моря, где наблюдается незначительное повышение ТПО, не превышающее 0.1 °C. Летом (JJAS) разница в ТПМ между двумя расчетами еще более заметна, особенно

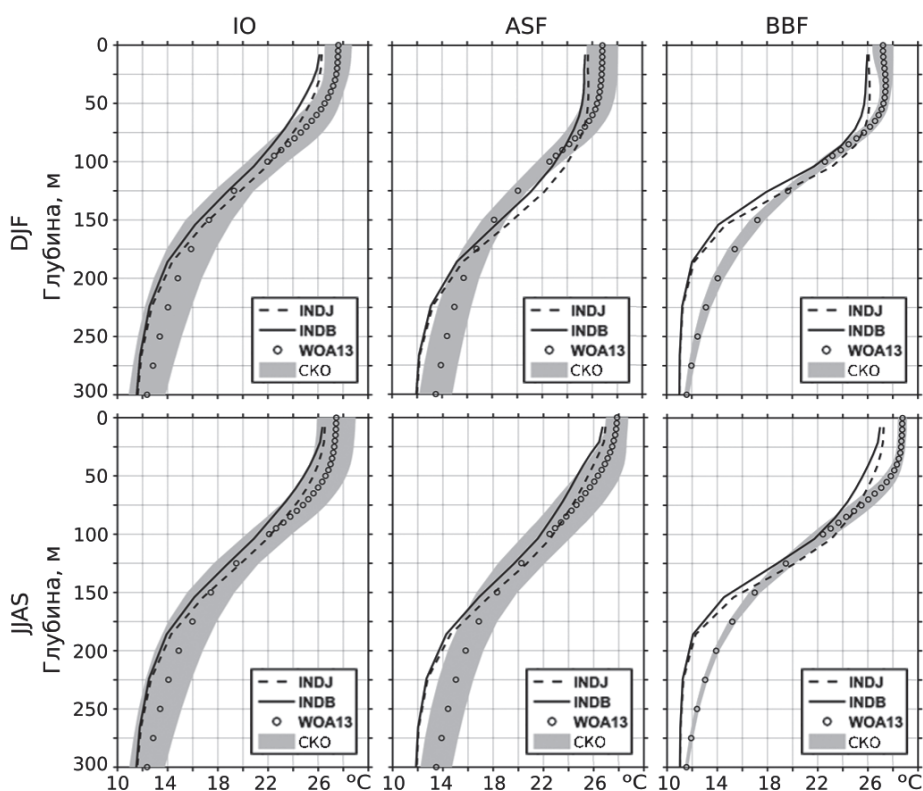


Рис. 5. Вертикальные профили температуры воды для DJF и JJAS для экспериментов INDJ и INDB и Атласа Мирового океана 2013 (WOA13 [28]), усредненные за период 1975–2004 гг. CKO — стандартное (среднеквадратичное) отклонение по данным WOA13.

Fig. 5. Vertical profiles of water temperature for DJF and JJAS for INDJ, INDB and the World Ocean Atlas 2013 (WOA13 [28]) for the period 1975–2004. SD is the standard deviation of the WOA13 data.

в северной части Аравийского моря и вдоль восточного побережья Индии. ТПМ в INDB также характеризуется более сильной изменчивостью, при этом стандартное отклонение ТПМ примерно на $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше, чем в INDJ.

Далее рассмотрим вертикальные изменения океанских характеристик в верхних слоях (до глубины 100 м), полученные в экспериментах INDB и INDJ. На рис. 7 (см. вклейку) показаны вертикальные профили в зимний (DJF) и летний (JJAS) периоды для температуры воды (Т), коротковолновой радиации (КВР) и концентрации фитопланктона (Фит) в этих экспериментах, усредненные по районам IO, AS и BB (рис. 1, б). Отметим значительное охлаждение приповерхностных слоев океана в INDB по сравнению с INDJ.

3.5. Термоклин

Одним из наиболее важных факторов, формирующих временную и пространственную изменчивость цветения фитопланктона и её обратную связь с климатом, являются вариации глубины термоклина (определяемой здесь как глубина максимального вертикального градиента температуры): более мелкий термоклин приводит к более быстрой адаптации поверхностного слоя к атмосферным температурам (см., например, [37]), тогда как фитопланктон влияет на вертикальное распределение поглощения тепла и, следовательно, на динамику термоклина. На рис. 8 (см. вклейку) представлена глубина термоклина, рассчитанная по данным INDJ, INDB и WOA 2013. Поскольку к глубинам термоклина, полученным из разреженных наборов данных в узлах координатной сетки, таких как WOA, следует относиться с осторожностью (особенно в открытом океане), мы далее ограничимся качественным обсуждением процессов, ответственных за формирование пространственной структуры глубины термоклина.

Как результаты моделирования, так и данные WOA демонстрируют отчетливые горизонтальные градиенты глубины термоклина. Во время летнего муссона (рис. 8, а) глубина термоклина может быть меньше 25 м вдоль северного побережья Аравийского моря и вдоль побережья Индии, где несущие влагу юго-западные муссоны приводят к положительному потоку влаги (разности осадки минус испарение) и поддерживают интенсивный речной сток [38]. У берегов Сомали и дальше от берега сильные муссонные ветры приводят к углублению термоклина. В обоих расчетах область повышенных значений глубины термоклина больше, чем по данным WOA. В Бенгальском заливе четкий градиент восток-запад с более глубоким термоклинном на востоке отмечается в модели, а также, в меньшей степени, и в WOA. Модель и наблюдения демонстрируют наличие протяженной зональной полосы более мелкого термоклина с глубинами значительно ниже 50 м к югу от экватора.

Во время зимнего муссона термоклин в прибрежной зоне северной и северо-восточной частей Аравийского моря углубляется в ответ на изменение направления муссона (рис. 8, а). Это сезонное изменение выражено сильнее в модели, но существенно и по данным WOA. Отсюда следует, что сезонная изменчивость глубины термоклина в прибрежной зоне неплохо описывается моделью.

В случае учета биогеохимической обратной связи, расчетный термоклин становится мельче почти повсюду в оба сезона (рис. 8, б): явное использование концентрации фитопланктона при расчете радиационного теплообмена в эксперименте INDB приводит к большему поглощению тепла в верхних слоях и меньшему — в нижних слоях океана. В результате термоклин сдвигается вверх по сравнению с экспериментом INDJ, где для расчета коэффициента поглощения используется простая экспоненциальная зависимость от глубины с постоянным показателем степени.

4. Обсуждение

Использование коэффициента ослабления, зависящего от биогеохимической обратной связи, приводит к охлаждению вод океана по сравнению с эталонным экспериментом с постоянным коэффициентом ослабления 0.06 м^{-1} (тип вод IB по Джерлову [25]). Как правило, учет фитопланктона при расчете ослабления света в океане приводит к потеплению верхнего слоя и охлаждению подповерхностных слоев по сравнению с эталонным экспериментом «без биологии» (например, [18], [39], [17]). Но, как подчеркивается в [13], знак эффекта определяется выбором эталонного эксперимента. Если в эталонном эксперименте будет реализован подход «без биологии», использование либо постоянной концентрации хлорофилла-*a*, либо полностью объединенной биогеохимической модели приведет к повышенным значениям ТПМ.

В наших экспериментах поверхностный и подповерхностные слои воды в эксперименте INDB становятся холоднее, чем в INDJ, на большей части модельной области. Коэффициент ослабления света

в INDJ (0.06 м^{-1}) выше, чем коэффициент ослабления в модельном океане «без биологии» (0.03 м^{-1} , см. [23]). В INDB коэффициент ослабления зависит от постоянной части, представляющей ослабление в воде (0.03 м^{-1}), и переменной части, представляющей ослабление фитопланктоном [27]. Таким образом, если концентрация фитопланктона низкая, то окончательная величина коэффициента ослабления света может быть меньше 0.06 м^{-1} . Это почти всегда имеет место в эксперименте INDB: концентрации фитопланктона, как правило, слишком малы, и коэффициент ослабления принимает значения ниже 0.06 м^{-1} . Вместе с тем, среднегодовые климатические значения коэффициента ослабления света в INDB (0.057 м^{-1}) и по данным SeaWiFS (0.052 м^{-1}) различаются менее чем на 10 %. Кроме того, коэффициент ослабления света в INDB показывает хорошее пространственное и временное соответствие с данными SeaWiFS. Адекватно воспроизводя сезонный цикл, эксперимент INDB позволяет оценить влияние морской биогеохимической изменчивости на климат, в частности, на ТПМ и морские экстремальные явления. Воздействие биохимической обратной связи меняется с глубиной (рис. 7): различия в температуре в поверхностных слоях ниже, чем в более глубоких. Это означает, что поглощение коротковолновой радиации и вертикальное распределение температуры воды в INDB согласуется с результатами других исследований [18], [39], [17], согласно которым происходит потепление поверхностного слоя за счет дополнительного поглощения коротковолновой радиации фитопланктоном и охлаждение подповерхностных слоев. Противоречие, связанное с понижением ТПМ в эксперименте INDB, связано с использованием более высокого коэффициента ослабления света 0.06 м^{-1} в нашем контрольном эксперименте.

Напомним теперь, что основная цель настоящего исследования состояла в том, чтобы оценить влияние биохимической обратной связи на региональный климат по сравнению с моделями, которые воспроизводят современный климат без её учета. Чтобы достичь этой цели, мы отказались от расчетов с поглощением света чистой морской водой, которые позволили бы количественно оценить влияние фитопланктона на температуру воды. Из-за высоких требований к использованной здесь объединенной региональной климатической модели земной системы и ограниченных вычислительных ресурсов мы были вынуждены сосредоточиться на экспериментах, связанных с оценкой различий, которые морская биогеохимия привносит в сравнение с наиболее продвинутыми моделями современного климата. Коэффициент ослабления света в контрольном эксперименте использовался раньше в ряде исследований с ROM (например, [40–46]), что дало в результате корректные значения глобальной первичной продукции, адекватное представление межтропической зоны конвергенции и теплового баланса океана как при автономном, так и системном (вместе с атмосферой и другими компонентами климатической земной системы) моделировании океана с помощью модели MPIOM. Отметим, что значение 0.06 м^{-1} для коэффициента ослабления света в эталонном эксперименте INDJ не предполагает нереально зеленый океан и находится в диапазоне спутниковых измерений SeaWiFS [31], согласно которым сезонные вариации составляют от 0.044 до 0.063 м^{-1} для рассматриваемой области, а среднегодовое значение — 0.052 м^{-1} . Наконец, 0.06 м^{-1} представляется хорошей оценкой среднего (фонового) значения коэффициента ослабления света для исследуемой области, за исключением прибрежных вод и Аравийского моря в августе [47].

В эксперименте INDB термоклин смещается вверх по сравнению с эталонным экспериментом INDJ из-за более резкого вертикального градиента температуры воды (рис. 8), вызванного неоднородностью вертикального распределения фитопланктона. Соответственно, в эксперименте INDB мы видим повышенное поглощение света в верхних слоях океана и уменьшенное — в приповерхностных слоях, по сравнению с INDJ с постоянным коэффициентом ослабления.

Итак, эффект пространственной и временной изменчивости ослабления коротковолновой радиации в воде приводит к снижению температуры воды в океане по сравнению с INDJ. Причина этого — низкие концентрации фитопланктона, которые дают значения коэффициента ослабления, зависящего от концентрации хлорофилла-*a*, которые оказались ниже, чем использованные в эталонном эксперименте INDJ. Подчеркнем ещё раз, что сила (и направление) температурных отличий сильно зависит от типа вод по Джерлову, выбранного для эталонного расчета, что согласуется с более ранними выводами (см., например, [13], [48]).

5. Выводы

В статье показано, что наша модель хорошо воспроизводит текущее состояние климата Индийского океана в обоих проведенных экспериментах. В то же время включение полной обратной связи температура воды–фитопланктон в эксперименте INDB привело к улучшению (по сравнению с INDJ) воспроизведения глубины термоклина и сезонных изменений коэффициента ослабления света, хотя для других

переменных (прежде всего, температуры верхнего слоя) не произошло значительного улучшения воспроизведения их средних значений. Более того, отметим существенное локальное влияние хлорофилла, связанного с фитопланктоном, на модельную ТПМ, что в дальнейшем приводит к изменению динамики атмосферы. Из-за временной изменчивости концентрации хлорофилла-*a* в поверхностном слое океана и последующих изменений в поглощении света, ТПМ гораздо более изменчива в эксперименте INDB, чем в INDJ. Однако настоящее исследование не принимает во внимание прямое влияние продукции фитопланктона на содержание CO₂ в атмосфере и, следовательно, на бюджет атмосферной радиации. Из-за этого влияние морской биологии на климат может быть недооценено.

6. Финансирование

Работа финансируется совместно Российским научным фондом (RSF), проект № 19–47–02015, и Департаментом науки и технологий (DST) Правительства Индии (грант № DST/INT/RUS/RSF/P-33/G) в рамках проекта «Влияние изменений климата на экстремальные явления в Южной Азии: оценки на основе региональной климатической модели земной системы высокого разрешения». Исследование выполнено в рамках государственного задания Минобрнауки России (№ 0128–2021–0014). В работе использовались ресурсы Немецкого центра климатических вычислений (DKRZ), предоставленные его Научным руководящим комитетом (WLA) в рамках проекта с идентификатором ba1144.

Литература

1. Szabo S. et al. Making SDGs work for climate change hotspots // *Environment: Science and Policy for Sustainable Development*. 2016. V. 58, N 6. P. 24–33. doi: 10.1080/00139157.2016.1209016
2. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II, III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
3. Ryabchenko V.A., Gorchakov V.A., Fasham M.J.R. Seasonal dynamics and biological productivity in the Arabian Sea Euphotic Zone as simulated by a three-dimensional ecosystem model // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 1998. V. 12, N 3. P. 501–530.
4. Seitzinger S.P. et al. Global patterns of dissolved inorganic and particulate nitrogen inputs to coastal systems: Recent conditions and future projections // *Estuaries*. 2002. V. 25, N 4. P. 640–655.
5. De T.K. et al. Phytoplankton abundance in relation to cultural eutrophication at the land-ocean boundary of Sunderbans. NE Coast of Bay of Bengal, India // *Journal of Environmental Studies and Sciences*. 2011. V. 1, N 3. P. 169.
6. Choudhury A.K., Pal R. Phytoplankton and nutrient dynamics of shallow coastal stations at Bay of Bengal, Eastern Indian coast // *Aquatic Ecology*. 2010. V. 44, N 1. P. 55–71.
7. Steinacher M. et al. Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 979–1005. doi: 10.5194/bg-7-979-2010
8. Fu W., Randerson J.T., Moore J.K. Climate change impacts on net primary production (NPP) and export production (EP) regulated by increasing stratification and phytoplankton community structure in the CMIP5 models // *Biogeosciences*. 2016. V. 13. P. 5151–5170. doi: 10.5194/bg-13-5151-2016
9. Nakamoto S. et al. Chlorophyll modulation of sea surface temperature in the Arabian Sea in a mixed-layer isopycnal general circulation model // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27, N 6. P. 747–750. doi: 10.1029/1999GL002371
10. Nakamoto S. et al. Response of the equatorial Pacific to chlorophyll pigment in a mixed layer isopycnal ocean general circulation model // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, N 10. P. 2021–2024. doi: 10.1029/2000GL012494
11. Oschlies A. Feedbacks of biotically induced radiative heating on upper-ocean heat budget, circulation, and biological production in a coupled ecosystem-circulation model // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12031. doi: 10.1029/2004JC002430
12. Park J., Kug J., Seo H. et al. Impact of bio-physical feedbacks on the tropical climate in coupled and uncoupled GCMs // *Clim. Dyn.* 2014a. V. 43. P. 1811–1827. doi: 10.1007/s00382-013-2009-0
13. Lengaigne M., Menkes C., Aumont O. et al. Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model // *Clim. Dyn.* 2007. V. 28. P. 503–516. doi: 10.1007/s00382-006-0200-2
14. Giorgi F. Regional climate modeling: status and perspectives // *J. Phys. IV France*. 2006. V. 139. P. 101–118. doi: 10.1051/jp4:2006139008
15. Sein D.V. et al. Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2015. V. 7. P. 268–304. doi: 10.1002/2014MS000357.
16. Manizza M., Le Quéré C., Watson A.J., Buitenhuis E.T. Bio-optical feedbacks among phytoplankton, upper ocean physics and sea-ice in a global model // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L05603. doi: 10.1029/2004GL020778

17. Park Jong-Yeon, Jong-Seong Kug, Young-Gyu Park. An exploratory modeling study on bio-physical processes associated with ENSO // *Progr. Oceanogr.* 2014. V. 124. P. 28–41. doi: 10.1016/j.pocean.2014.03.013
18. Marsland S.J. et al. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates // *Ocean Modell.* 2002. V. 5, N 2. P. 91–126.
19. Jungclaus J.H. et al. Characteristics of the ocean simulations in MPIOM, the ocean component of the MPI-Earth system model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2013. V. 5. P. 422–446. doi: 10.1002/jame.20023
20. Jacob D. A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2001a. V. 77(1–4). P. 61–73.
21. Jacob D. et al. A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period // *Meteorol Atmos Phys.* 2001b. V. 77(1–4). P. 19–43.
22. Maier-Reimer E., Kriest I., Segschneider J., Wetzel P. Technical description of the HAMburg Ocean Carbon Cycle model, version 5.1 (HAMOCC5.1), and of its interface to MPIOM / Reports on Earth System Science: Max Planck Institute for Meteorol. Hamburg. 2005.
23. Ilyina T., Six K.D., Segschneider J., Maier-Reimer E., Li H., Núñez-Riboni I. Global Ocean biogeochemistry model HAMOCC: Model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2013. V. 5. P. 287–315. doi: 10.1029/2012MS000178
24. Hagemann S., Dumenil L. A parameterization of the lateral waterflow for the global scale // *Clim. Dyn.* 1998. V. 14. P. 17–31.
25. Jerlov N.G. *Marine Optics*. Amsterdam: Elsevier, 1976.
26. Paulson C.A., Simpson J.J. Irradiance Measurements in the Upper Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1977. V. 7, N 6. P. 952–956.
27. Gröger M., Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Moll A., Sein D. NW European shelf under climate warming: implications for open ocean — shelf exchange, primary production, and carbon absorption // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. P. 3767–3792. doi: 10.5194/bg-10-3767-2013
28. Locarnini R.A. et al. *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature* / S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.: NOAA Atlas NESDIS. 2013. 73. 40 p.
29. Deppenmeier A.-L., Haarsma R.J., Philippe L., Wilco H. The effect of vertical ocean mixing on the tropical Atlantic in a coupled global climate model // *Clim. Dyn.* 2020. V. 54(11–12). P. 5089–5109. doi: org/10.1007/s00382-020-05270-x
30. Anderson T.R., Ryabchenko V.A., Fasham M.J.R., Gorchakov V.A. Denitrification in the Arabian Sea: A 3D ecosystem modelling study // *Deep Sea Res. I: Oceanographic Research Papers*. 2007. V. 54, Iss 12. P. 2082–2119. doi: 10.1016/j.dsr.2007.09.005
31. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Chlorophyll Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: 10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L3M/CHL/2018
32. Copernicus Climate Change Service: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (date of access: 05.03.2020).
33. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical-models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. P. 1443–1451.
34. Liu L., Feng L., Yu W. et al. The distribution and variability of simulated chlorophyll concentration over the tropical Indian Ocean from five CMIP5 models // *J. Ocean Univ. China*. 2013. V. 12. P. 253–259. doi: 10.1007/s11802-013-2168-y
35. Smith W.O., Sakshaug E. Polar Phytoplankton // *Polar Oceanography, part B: Chemistry, Biology, and Geology* / (Walker O. Smith, Jr., ed.): Academic Press, 1990. P. 477–525. doi: 10.1016/C2009-0-21623-0
36. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Chlorophyll Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: 10.5067/TERRA/MODIS/L3B/CHL/2018
37. Gröger M., Dieterich C., Meier Markus HEM, Schimanke S. Thermal air-sea coupling in hindcast simulations for the North Sea and Baltic Sea on the NW European shelf // *Tellus*. 2015 A. V. 67. P. 26911. doi: 10.3402/tellusa.v67.26911
38. Ramesh K.V., Krishnan R. Coupling of mixed layer processes and thermocline variations in the Arabian Sea // *J Geophys Res.* 2005. V. 110. P. C05005. doi: 10.1029/2004JC002515
39. Park J., Kug J. Marine biological feedback associated with Indian Ocean Dipole in a coupled ocean/biogeochemical model // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 329–343. doi: 10.1007/s00382-012-1640-5
40. Sein D.V., Gröger M., Cabos W. et al. Regionally coupled atmosphere–ocean–marine biogeochemistry model ROM: 2. Studying the climate change signal in the North Atlantic and Europe // *J Adv Model Earth Syst.* V. 12, iss. 8. 2020. doi: 10.1029/2019MS001646
41. Zhu S., Remedio A.R.C., Sein D.V. et al. Added value of the regionally coupled model ROM in the East Asian summer monsoon modeling // *Theor. Appl. Climatol.* V. 140. P. 375–387. 2020. doi: 10.1007/s00704-020-03093-8

42. Cabos W., Sein D.V., Pinto J.G. et al. The South Atlantic Anticyclone as a key player for the representation of the tropical Atlantic climate in coupled climate models // *Clim. Dyn.* 2017. V. 48. P. 4051–4069. doi: 10.1007/s00382–016–3319–9
43. Cabos W., Sein D.V., Durán-Quesada A. et al. Dynamical downscaling of historical climate over CORDEX Central America domain with a regionally coupled atmosphere–ocean model // *Clim. Dyn.* 2019. V. 52. P. 4305–4328. doi: 10.1007/s00382–018–4381–2
44. Paeth H., Paxian A., Sein D.V. et al. Decadal and multi-year predictability of the West African monsoon and the role of dynamical downscaling // *Meteorologische Zeitschrift*. 2017. V. 26, N 4. P. 363–377. doi: 10.1127/metz/2017/0811
45. Paxian A., Sein D.V., Panitz H.J. et al. Bias reduction in decadal predictions of West African monsoon rainfall using regional climate models // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016. V. 121, N 4, P. 1715–1735. doi: 10.1002/2015JD024143
46. Paulsen H., Ilyina T., Jungclaus J.H., Six K.D., Stemmmer I. Light absorption by marine cyanobacteria affects tropical climate mean state and variability // *Earth Syst. Dyn.* 2018. V. 9. P. 1283–1300. doi: 10.5194/esd-9–1283–2018
47. Rochford P.A., Kara A.B., Wallcraft A.J., Arnone R.A. Importance of solar subsurface heating in ocean general circulation models // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 30923–30938.
48. Pefanis V. et al. Amplified Arctic surface warming and sea ice loss due to phytoplankton and colored dissolved material // *Geophys Res Lett.* 2020. V. 47. e2020GL088795. doi: 10.1029/2020GL088795

References

1. Szabo S. et al. Making SDGs work for climate change hotspots. *Environment: Science and Policy for Sustainable Development*. 2016, 58, 6, P. 24–33. doi: 10.1080/00139157.2016.1209016
2. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II, III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
3. Ryabchenko V.A., Gorchakov V.A., Fasham M.J.R. Seasonal dynamics and biological productivity in the Arabian Sea Euphotic Zone as simulated by a three-dimensional ecosystem model. *Glob Biogeochem Cycles*. 1998, 12, 3, 501–530.
4. Seitzinger S.P. et al. Global patterns of dissolved inorganic and particulate nitrogen inputs to coastal systems: Recent conditions and future projections. *Estuaries*. 2002, 25, 4, 640–655.
5. De T.K. et al. Phytoplankton abundance in relation to cultural eutrophication at the land-ocean boundary of Sunderbans. NE Coast of Bay of Bengal, India. *Journal of Environmental Studies and Sciences*. 2011, 1, 3, 169.
6. Choudhury A.K., Pal R. Phytoplankton and nutrient dynamics of shallow coastal stations at Bay of Bengal, Eastern Indian coast. *Aquatic Ecology*. 2010, 44, 1, 55–71.
7. Steinacher M. et al. Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis. *Biogeosciences*. 2010, 7, 979–1005. doi: 10.5194/bg-7–979–2010
8. Fu W., Randerson J.T., Moore J.K. Climate change impacts on net primary production (NPP) and export production (EP) regulated by increasing stratification and phytoplankton community structure in the CMIP5 models. *Biogeosciences*. 2016, 13, 5151–5170. doi: 10.5194/bg-13–5151–2016
9. Nakamoto S. et al. Chlorophyll modulation of sea surface temperature in the Arabian Sea in a mixed-layer isopycnal general circulation model. *Geophys. Res. Lett.* 2000, 27, 6, 747–750. doi: 10.1029/1999GL002371
10. Nakamoto S. et al. Response of the equatorial Pacific to chlorophyll pigment in a mixed layer isopycnal ocean general circulation model. *Geophys. Res. Lett.* 2001, 28, 10, 2021–2024. doi: 10.1029/2000GL012494
11. Oschlies A. Feedbacks of biotically induced radiative heating on upper-ocean heat budget, circulation, and biological production in a coupled ecosystem-circulation model. *J. Geophys. Res.* 2004, 109, C12031. doi: 10.1029/2004JC002430
12. Park J., Kug J., Seo H. et al. Impact of bio-physical feedbacks on the tropical climate in coupled and uncoupled GCMs. *Clim. Dyn.* 2014a, 43, 1811–1827. doi: 10.1007/s00382–013–2009–0
13. Lengaigne M., Menkes C., Aumont O. et al. Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model. *Clim. Dyn.* 2007, 28, 503–516. doi: 10.1007/s00382–006–0200–2
14. Giorgi F. Regional climate modeling: status and perspectives. *J. Phys. IV France*. 2006, 139, 101–118. doi: 10.1051/jp4:2006139008
15. Sein D.V. et al. Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2015, 7, 268–304. doi: 10.1002/2014MS000357
16. Manizza M., Le Quéré C., Watson A.J., Buitenhuis E.T. Bio-optical feedbacks among phytoplankton, upper ocean physics and sea-ice in a global model. *Geophys. Res. Lett.* 2005, 32, L05603. doi: 10.1029/2004GL020778
17. Park Jong-Yeon, Jong-Seong Kug, Young-Gyu Park. An exploratory modeling study on bio-physical processes associated with ENSO. *Progr. Oceanogr.* 2014, 124, 28–41. doi: 10.1016/j.pocean.2014.03.013
18. Marsland S.J. et al. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modell.* 2002, 5, 2, 91–126.

19. Jungclaus J.H. et al. Characteristics of the ocean simulations in MPIOM, the ocean component of the MPI-Earth system model. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2013, 5, 422–446. doi: 10.1002/jame.20023
20. Jacob D. A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.* 2001a, 77(1–4), 61–73.
21. Jacob D. et al. A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorol. Atmos. Phys.* 2001b, 77(1–4), 19–43.
22. Maier-Reimer E., Kriest I., Segschneider J., Wetzel P. Technical description of the HAMburg Ocean Carbon Cycle model, version 5.1 (HAMOCC5.1), and of its interface to MPIOM / Reports on Earth System Science: *Max Planck Institute for Meteorol., Hamburg*, 2005.
23. Ilyina T., Six K.D., Segschneider J., Maier-Reimer E., Li H., Núñez-Riboni I. Global Ocean biogeochemistry model HAMOCC: Model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2013, 5, 287–315. doi: 10.1029/2012MS000178
24. Hagemann S., Dumenil L. A parameterization of the lateral waterflow for the global scale. *Clim. Dyn.* 1998, 14, 17–31.
25. Jerlov N.G. Marine Optics. *Amsterdam, Elsevier*, 1976.
26. Paulson C.A., Simpson J.J. Irradiance Measurements in the Upper Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 1977, 7, 6, 952–956.
27. Gröger M., Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Moll A., Sein D. NW European shelf under climate warming: implications for open ocean — shelf exchange, primary production, and carbon absorption. *Biogeosciences*. 2013, 10, 3767–3792. doi: 10.5194/bg-10-3767-2013
28. Locarnini R.A. et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature / S. Levitus, Ed., A. Mishonov. *Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS*, 2013, 73, 40 p.
29. Deppenmeier A.-L., Haarsma R.J., Philippe L., Wilco H. The effect of vertical ocean mixing on the tropical Atlantic in a coupled global climate model. *Clim. Dyn.* 2020, 54(11–12), 5089–5109. doi: org/10.1007/s00382-020-05270-x
30. Anderson T.R., Ryabchenko V.A., Fasham M.J.R., Gorchakov V.A. Denitrification in the Arabian Sea: A 3D ecosystem modelling study. *Deep Sea Res I: Oceanographic Research Papers*. 2007, 54, 12, 2082–2119. doi: 10.1016/j.dsr.2007.09.005
31. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Chlorophyll Data; 2018 Reprocessing. *NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA*. doi: data/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L3M/CHL/2018
32. Copernicus Climate Change Service: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (date of access: 05.03.2020).
33. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical-models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.* 1981, 11, 1443–1451.
34. Liu L., Feng L., Yu W. et al. The distribution and variability of simulated chlorophyll concentration over the tropical Indian Ocean from five CMIP5 models. *J. Ocean Univ. China*. 2013, 12, 253–259. doi: 10.1007/s11802-013-2168-y
35. Smith W.O., Sakshaug E. Polar phytoplankton. Polar Oceanography, part B: Chemistry, Biology, and Geology / (Walker O. Smith, Jr., ed.). *Academic Press*. 1990, 477–525. doi: 10.1016/C2009-0-21623-0
36. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Chlorophyll Data; 2018 Reprocessing. *NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA*. doi: 10.5067/TERRA/MODIS/L3B/CHL/2018
37. Gröger M., Dieterich C., Meier Markus HEM, Schimanke S. Thermal air-sea coupling in hindcast simulations for the North Sea and Baltic Sea on the NW European shelf. *Tellus*. 2015 A, 67, 26911. doi: 10.3402/tellusa.v67.26911
38. Ramesh K.V., Krishnan R. Coupling of mixed layer processes and thermocline variations in the Arabian Sea. *J. Geophys. Res.* 2005, 110, C05005. doi: 10.1029/2004JC002515
39. Park J., Kug J. Marine biological feedback associated with Indian Ocean Dipole in a coupled ocean/biogeochemical model. *Clim. Dyn.* 2014, 42, 329–343. doi: 10.1007/s00382-012-1640-5
40. Sein D.V., Gröger M., Cabos W. et al. Regionally coupled atmosphere–ocean–marine biogeochemistry model ROM: 2. Studying the climate change signal in the North Atlantic and Europe. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2020, 12, 8. doi: 10.1029/2019MS001646
41. Zhu S., Remedio A.R.C., Sein D.V. et al. Added value of the regionally coupled model ROM in the East Asian summer monsoon modeling. *Theor. Appl. Climatol.* 2020, 140, 375–387. doi: 10.1007/s00704-020-03093-8
42. Cabos W., Sein D.V., Pinto J.G. et al. The South Atlantic Anticyclone as a key player for the representation of the tropical Atlantic climate in coupled climate models. *Clim. Dyn.* 2017, 48, 4051–4069. doi: 10.1007/s00382-016-3319-9
43. Cabos W., Sein D.V., Durán-Quesada A. et al. Dynamical downscaling of historical climate over CORDEX Central America domain with a regionally coupled atmosphere–ocean model. *Clim. Dyn.* 2019, 52, 4305–4328. doi: 10.1007/s00382-018-4381-2

44. Paeth H., Paxian A., Sein D.V. et al. Decadal and multi-year predictability of the West African monsoon and the role of dynamical downscaling. *Meteorologische Zeitschrift*. 2017, 26, 4, 363–377. doi: 10.1127/metz/2017/0811
45. Paxian A., Sein D.V., Panitz H.J. et al. Bias reduction in decadal predictions of West African monsoon rainfall using regional climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016, 121, 4, 1715–1735. doi: 10.1002/2015JD024143
46. Paulsen H., Ilyina T., Jungclaus J.H., Six K.D., Stemmler I. Light absorption by marine cyanobacteria affects tropical climate mean state and variability. *Earth Syst. Dyn.* 2018, 9, 1283–1300. doi: 10.5194/esd-9-1283-2018
47. Rochford P.A., Kara A.B., Wallcraft A.J., Arnone R.A. Importance of solar subsurface heating in ocean general circulation models. *J. Geophys. Res.* 2001, 106, 30923–30938.
48. Pefanis V. et al. Amplified Arctic surface warming and sea ice loss due to phytoplankton and colored dissolved material. *Geophys Res Lett.* 2020, 47, e2020GL088795. doi: 10.1029/2020GL088795

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

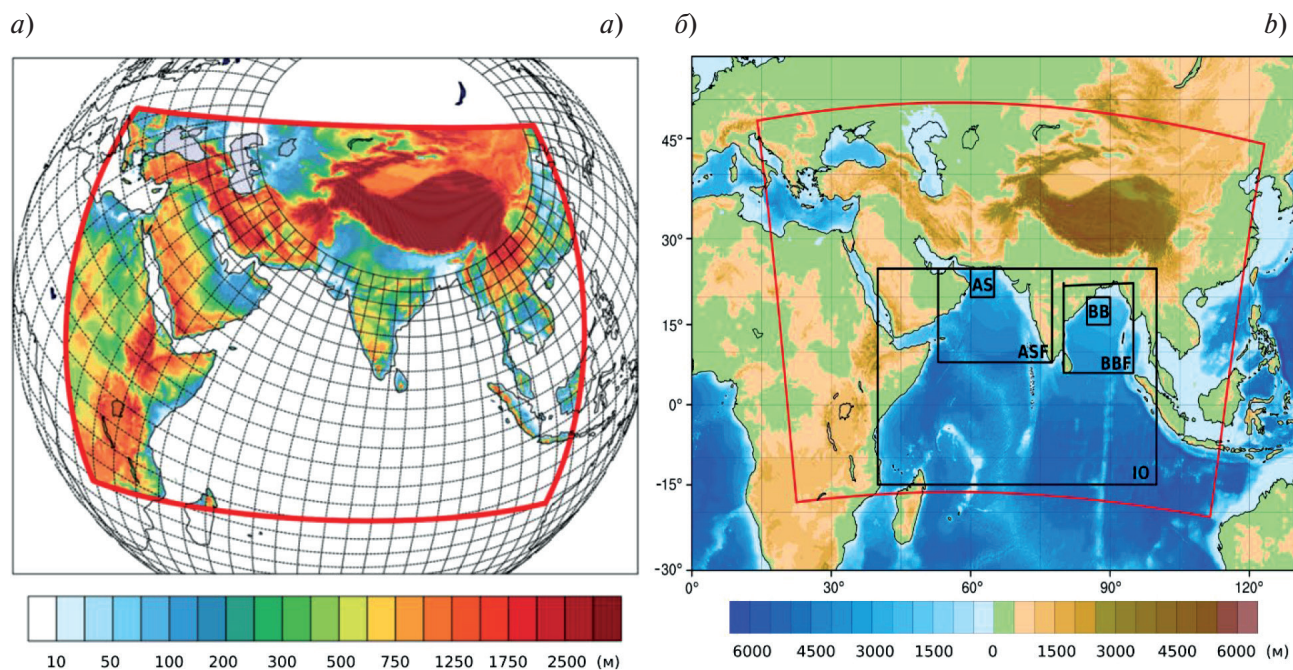


Рис. 1. *a* — конфигурация модели ROM. Красная рамка ограничивает область CORDEX с объединением моделей океана и атмосферы. Черные линии — сетка моделей MPIOM/HAMOCC (показана только каждая 12-я линия); *b* — выбранные области для пространственного усреднения характеристик. Черными линиями обозначены границы этих областей: тропическая часть Индийского океана (IO), в Аравийском море (AS и ASF) и в Бенгальском заливе (BB и BBF). Цветовые шкалы представляют орографию океана и суши.

Fig. 1. *a* — ROM configuration. The red frame shows the coupled ocean-atmosphere CORDEX domain. The black lines indicate the grid of the MPIOM/HAMOCC models (only every 12th line is shown); *b* — selected areas for spatial averaging of characteristics in the model domain. Black lines indicate boundaries of these areas: the northern part of the Indian Ocean (IO), in the Arabian Sea (AS and ASF), and in the Bay of Bengal (BB and BBF). Color scales represent ocean and land orography.

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

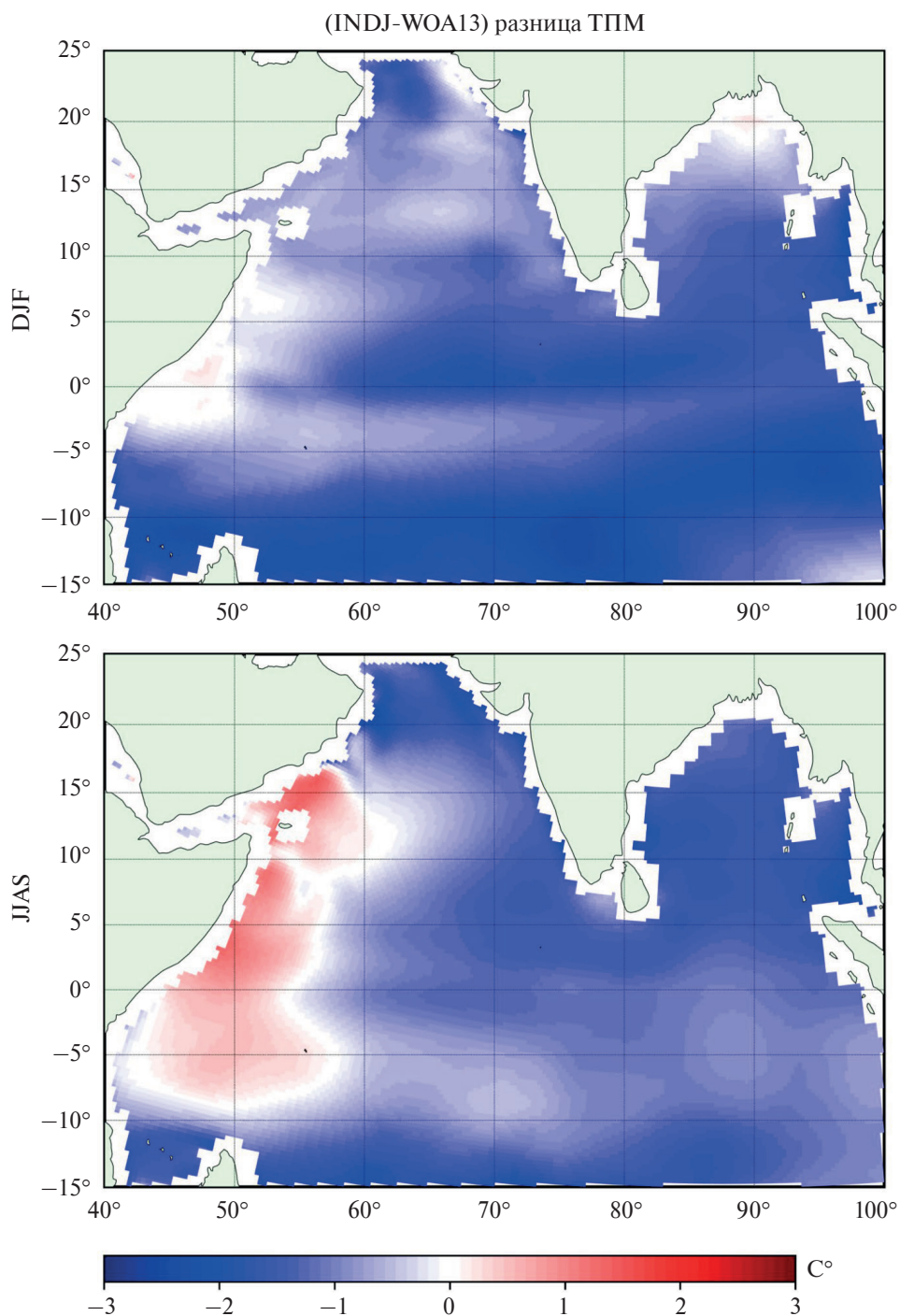


Рис. 2. Пространственное распределение разности в ТПМ между экспериментом INDJ и WOA13 для DJF (верхний фрагмент) и JJAS (нижний фрагмент), осредненной за 1975–2004 гг.

Fig. 2. Spatial distribution of the difference between experiment INDJ and WOA13 for SST, for DJF (upper fragment) and JJAS (lower fragment) for 1975–2004.

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартянов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
 Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

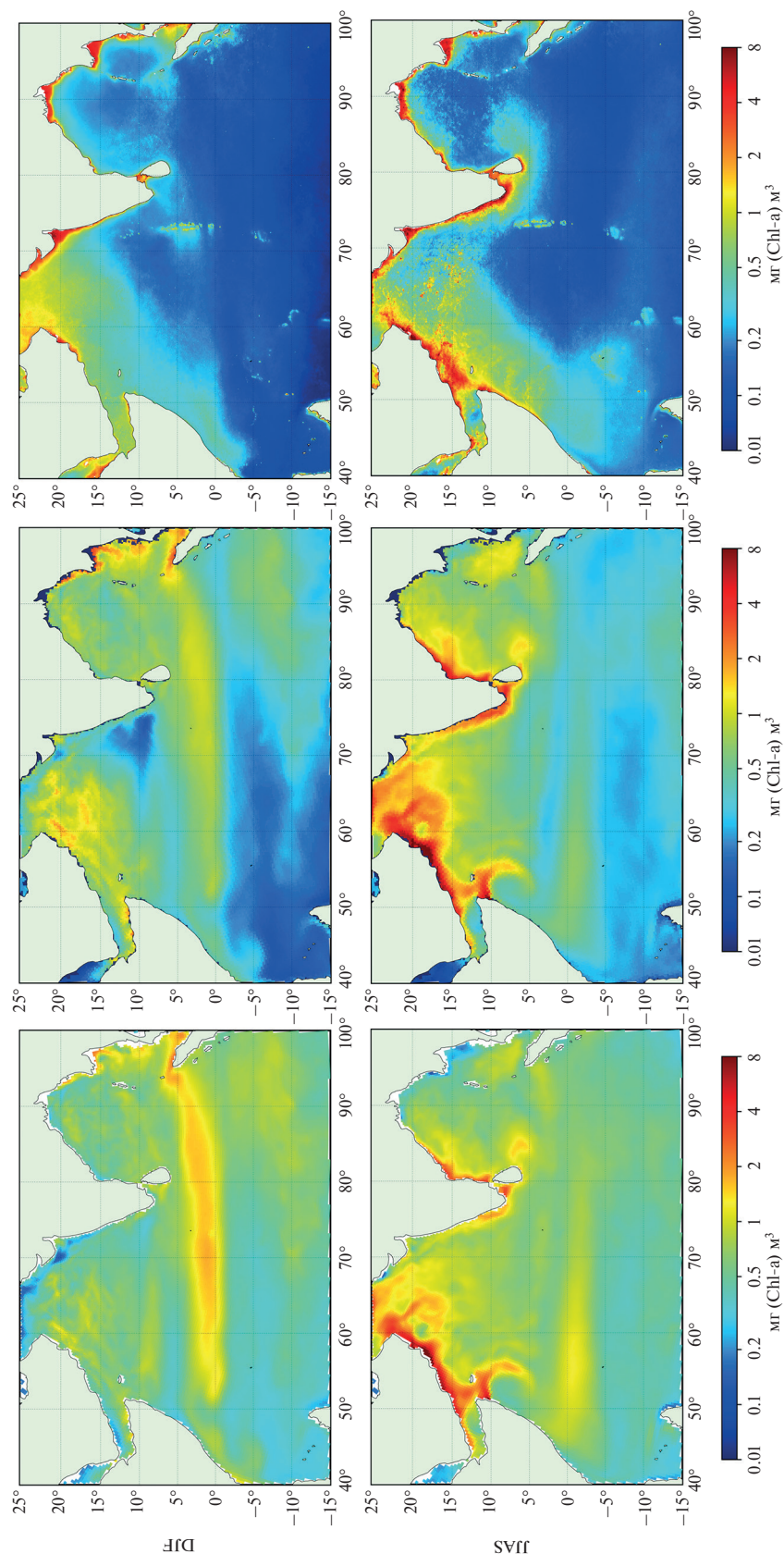


Рис. 3. Распределение поверхностной концентрации хлорофилла-*a*, полученное с помощью модели с использованием фиксированного соотношения C: Chl (левый столбец), изменяющегося по формуле, как в [30], соотношения C: Chl (средний столбец) и спутниковые данные SeaWiFS [31] (правый столбец) для зимнего (верхний ряд) и летнего (нижний ряд) климатических сезонов.

Fig. 3. Distribution of surface chlorophyll-*a* concentration obtained by the model using fixed C: Chl ratio (left column), varying C: Chl ratio as in [30]; middle column), and SeaWiFS satellite data [31] (right column), for winter (upper row) and summer (bottom row) climatic seasons.

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

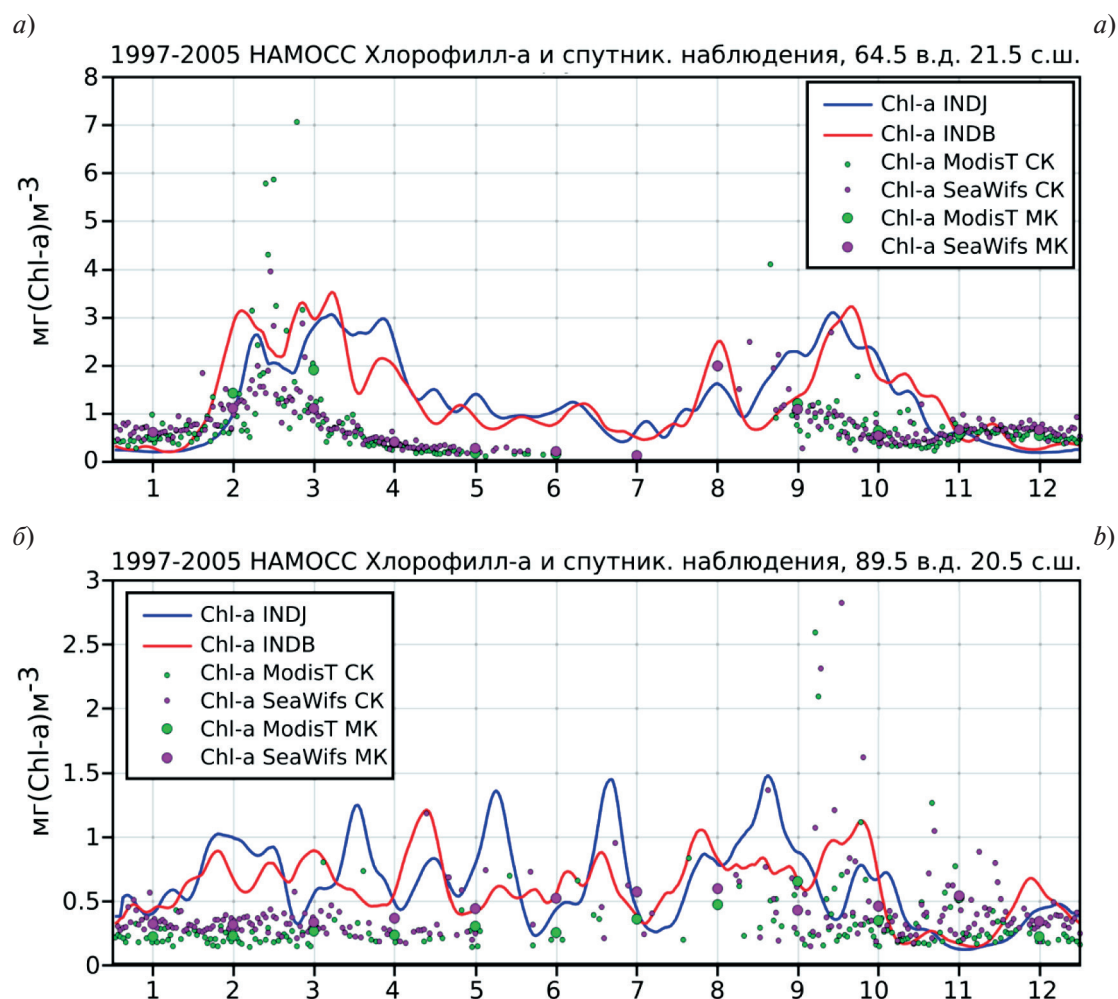


Рис. 4. Сравнение рассчитанных (эксперименты INDJ и INDB) и наблюдаемых (SeaWiFS [31], MODIS Terra [36]) временных рядов поверхностной концентрации хлорофилла-*a* в Аравийском море (а) и Бенгальском заливе (б). СК и МК — соответственно среднесуточное и среднemesячное климатическое осреднение спутниковых данных за период 1997–2005 гг.

Fig. 4. Comparison of the simulated (INDJ and INDB) and observed (SeaWiFS [31], MODIS Terra [36]) time-series of surface chlorophyll-*a* concentration in the Arabian Sea (а), and the Bay of Bengal (б). CK and MK — daily-mean and monthly-mean climatic averaging of satellite data for the period 1997–2005, respectively.

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

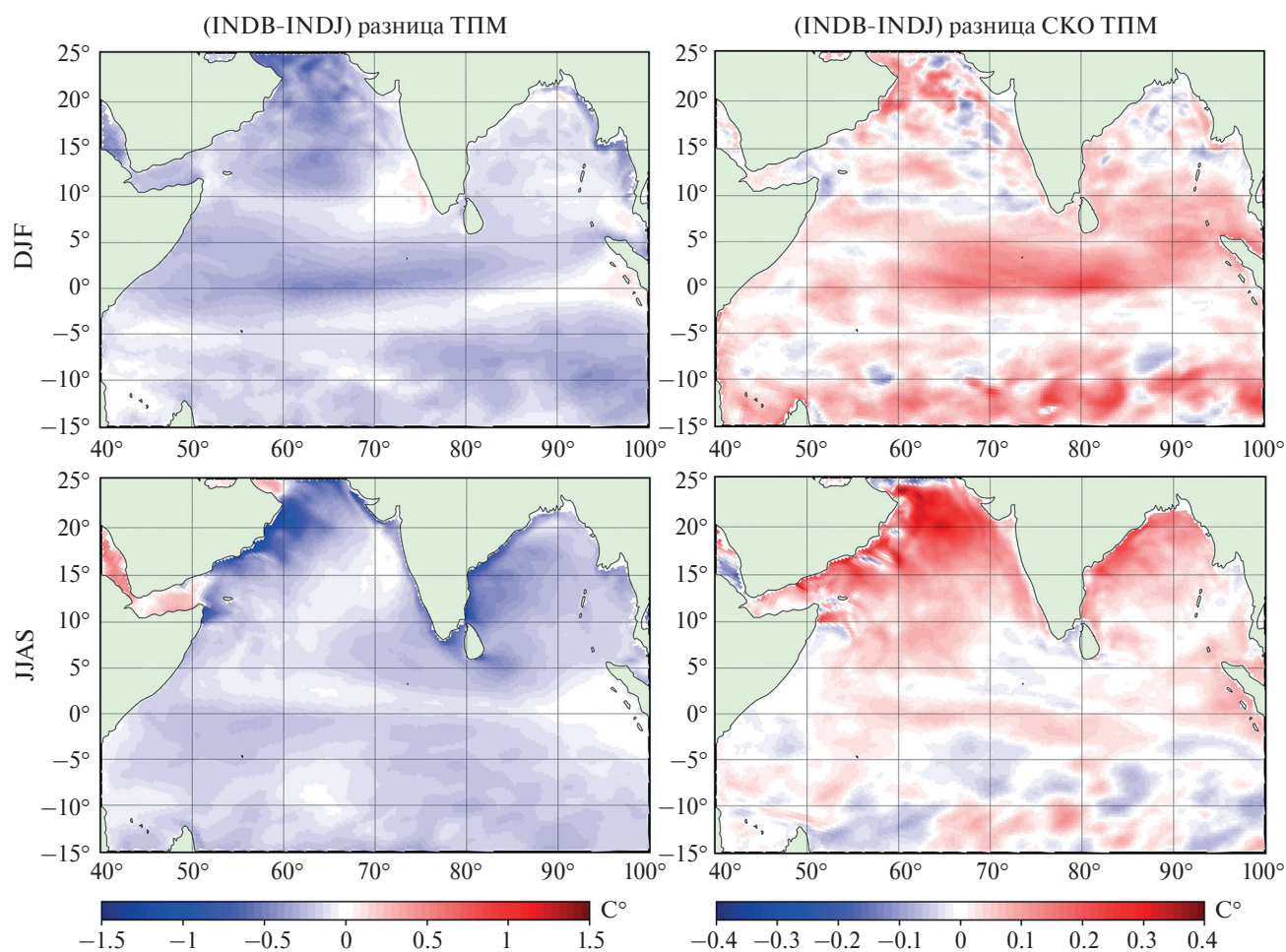


Рис. 6. Разность между расчетами INDB и INDJ для средней климатической ТПМ (левый столбец) и её среднеквадратичного отклонения СКО ТПМ (правый столбец) при усреднении за период 1975–2004 гг.

Fig. 6. Differences between INDB and INDJ for SST climatology (left column) and SST standard deviation (right column) for the period 1975–2004.

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартыанов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды–фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
 Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature–phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

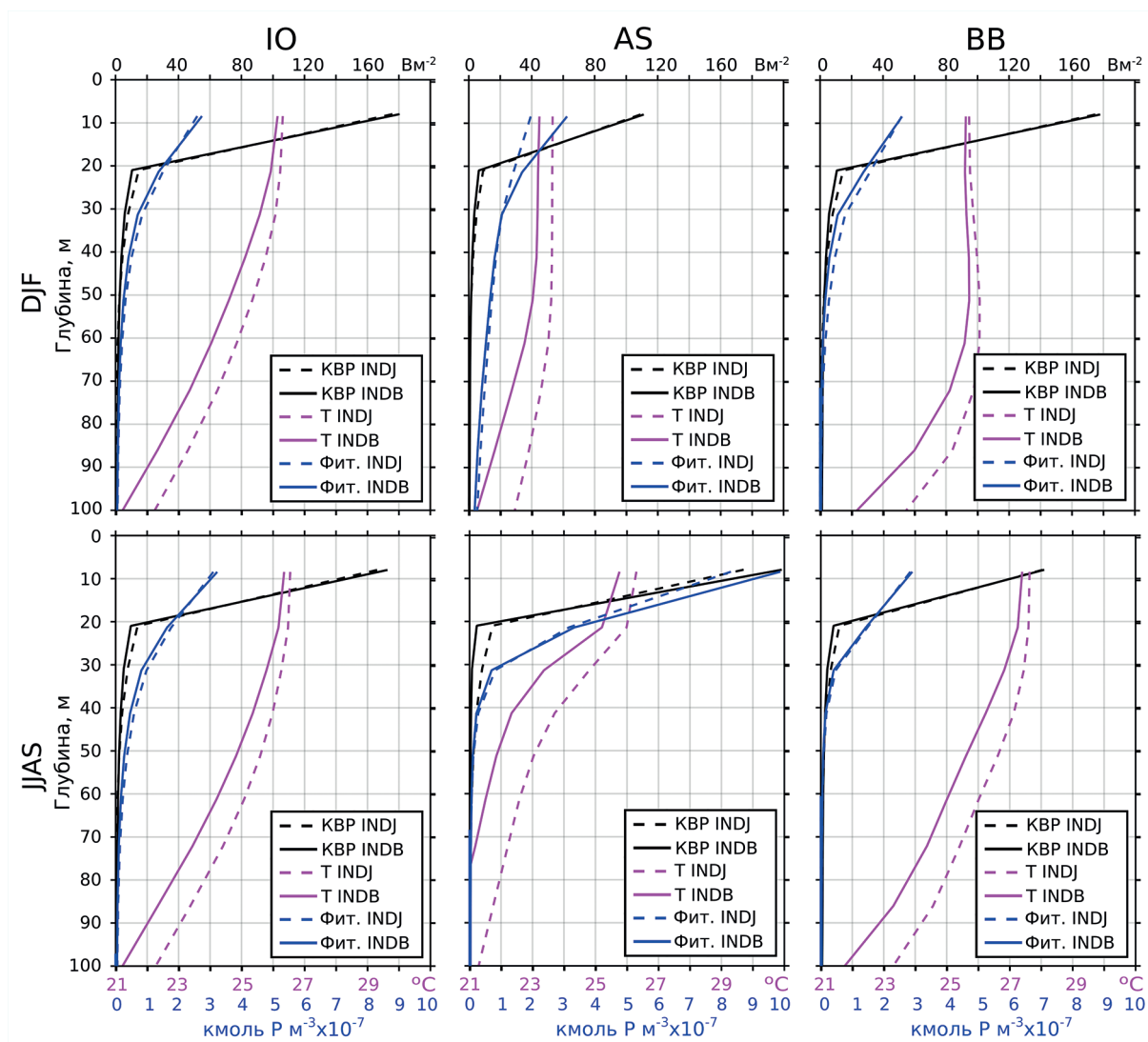


Рис. 7. Вертикальные профили коротковолновой радиации (КБР), температуры воды (Т) и концентрации фитопланктона (Фит) в экспериментах INDJ и INDB в тропической части Индийского океана (IO) и выделенных районах Аравийского моря (AS) и Бенгальского залива (BB) (рис. 1, б).

Fig. 7. Vertical profiles of shortwave radiation (KBP), water temperature (T) and phytoplankton concentration (Фит) in the INDJ and INDB experiments in the tropical Indian Ocean (IO) and the indicated areas of the Arabian Sea (AS) and the Bay of Bengal (BB) (Fig. 1, b).

К статье Сеин Д.В., Дворников А.Ю., Мартьянов С.Д., Кабос У., Рябченко В.А., Грёгер М., Мишра А.К., Кумар П., Горчаков В.А. Влияние обратной связи температура воды—фитопланктон на температуру верхнего слоя Индийского океана
 Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A. Influence of the water temperature—phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean

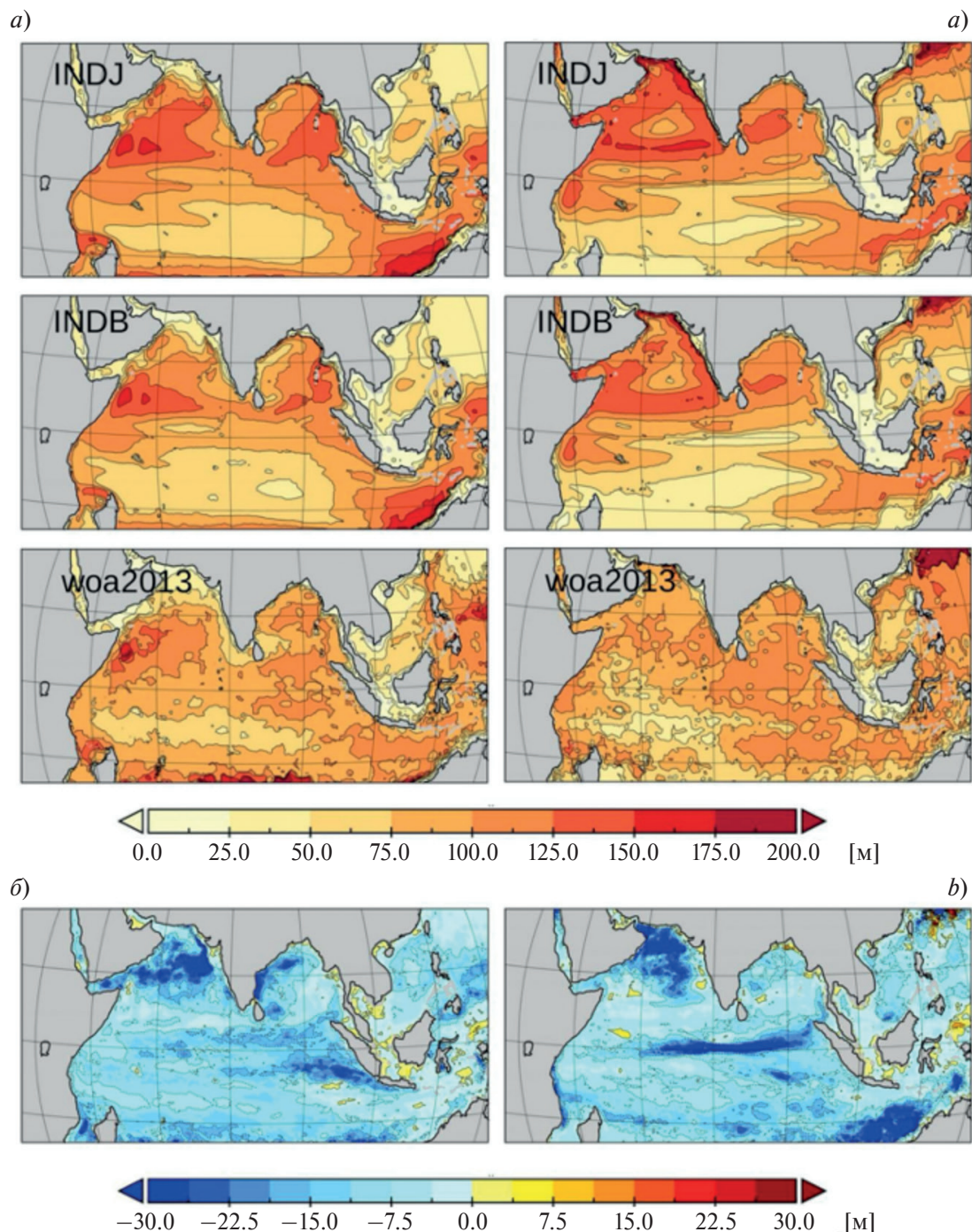


Рис. 8. *a* — сравнение смоделированной (эксперименты INDJ и INDB) глубины термоклина с глубиной термоклина, полученной по данным атласа WOA 2013, для летних месяцев JJAS (левый столбец) и зимних месяцев DJF (правый столбец); *b* — разница в глубине термоклина между двумя расчетами (INDB-INDJ) для JJAS (слева) и DJF (справа).

Fig. 8. *a* — comparison of simulated (INDJ and INDB) thermocline depth with thermocline depth derived from WOA data set 2013 for summer months JJAS (left column) and winter months DJF (right column). *b* — the difference in thermocline depth between the two runs (INDB-INDJ) for JJAS (left) and DJF (right).