

УДК 551.465.7

© В. А. Рябченко, В. А. Горчаков, А. Ю. Дворников, С. С. Пугалова  
 Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН  
 vla-ryabchenko@yandex.ru

## ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА НА ПЕРВИЧНУЮ ПРОДУКЦИЮ ФИТОПЛАНКТОНА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Целью работы является оценка влияния морского льда на первичную продукцию фитопланктона в Баренцевом море. Для получения оценок привлекается трехмерная экогидродинамическая модель, основанная на модели океана Принстонского университета (США). Эта модель включает блок морского льда с 7 категориями и 11-компонентный блок морской пелагической экосистемы, разработанный в Санкт-Петербургском филиале Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Сравнение результатов расчета для периода 1998—2007 гг. со спутниковыми данными показало, что модель воспроизводит основные черты эволюции поверхностной температуры, границы сезонного ледового покрова, поверхностной концентрации хлорофилла-а и первичной продукции фитопланктона в Баренцевом море. Модельные оценки средней годовой первичной продукции фитопланктона всего моря оказались в 1.5—2.3 раза больше аналогичных оценок по спутниковым данным. Основные причины расхождения оценок заключаются в том, что модель учитывает производство первичной продукции фитопланктона под паковыми льдами и в маргинальной зоне льда, а спутниковые данные относятся исключительно к открытой воде. Более того, оценка первичной продукции фитопланктона по спутниковым данным занижает ее значения из-за подповерхностного максимума хлорофилла. За период 1998—2007 гг. максимальная в сезонном цикле модельная площадь льда в море уменьшилась примерно на 15 %. Это уменьшение сопровождалось увеличением средней годовой первичной продукции фитопланктона моря на 54 и 63 % соответственно по спутниковым данным и модельным расчетам для открытой воды. Согласно модельным расчетам для всей акватории моря, оно составляет только 19 %. Сделан вывод, что адекватные оценки первичной продукции в покрытых льдом морях могут быть получены только на основе экогидродинамических моделей, включающих морской лед.

**Ключевые слова:** ледовый покров, первичная продукция, моделирование, Баренцево море.

*V. A. Ryabchenko, V. A. Gorchakov, A. Yu. Dvornikov, S. S. Pugalova*  
 Saint-Petersburg Department of the P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, St.-Petersburg, Russia

## ESTIMATING THE EFFECT OF ICE ON THE PRIMARY PRODUCTION OF PHYTOPLANKTON IN THE BARENTS SEA (BASED ON THREE-DIMENSIONAL MODELING)

This study is aimed to assess the impact of sea ice on the primary production of phytoplankton in the Barents Sea. To get the estimations, we apply a three-dimensional eco-hydrodynamic model based on the Princeton Ocean Model which includes a module of sea ice with 7 categories and the 11-component module of marine pelagic ecosystem developed in Saint-Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS. The comparison of the model results for the period 1998—2007 with satellite data showed that the model reproduces the main features of the evolution of the sea surface temperature, seasonal changes in the ice extent, surface chlorophyll-*a* concentration and the primary production of phytoplankton in the Barents Sea. Model estimates of the annual primary production of phytoplankton for the whole sea turned out to be 1.5—2.3 times higher than similar estimates from satellite data. The main reason for this discrepancy is that the model takes into account the production of the primary production of phytoplankton under the pack ice and the marginal ice zone, and satellite data refer exclusively to the open water. Moreover, the evaluation of the primary production of phytoplankton from satellite data underestimates its importance due to subsurface maximum of chlorophyll. During the period 1998—2007, the modelled maximal (in the seasonal cycle) sea ice area has decreased by 15 %. This

*Рябченко В. А., Горчаков В. А., Дворников А. Ю., Пугалова С. С.* Оценки влияния ледового покрова на первичную продукцию фитопланктона в Баренцевом море (по результатам трехмерного моделирования) // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2016. Т. 9, № 1. С. 41—51.

*Ryabchenko V. A., Gorchakov V. A., Dvornikov A. Yu., Pugalova S. S.* Estimating the effect of ice on the primary production of phytoplankton in the Barents Sea (based on three-dimensional modeling). *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. 2016, 9, 1, 41—51.

reduction was accompanied by an increase in the annual primary production of phytoplankton of the sea at 54 and 63 %, based, respectively, on satellite data and the model for the open water. According to the model calculations for the whole sea area, the increase is only 19 %. We conclude that an adequate assessment of the primary production in ice-covered seas can only be obtained on the basis of eco-hydrodynamic models, including sea ice.

**Key words:** ice cover, primary production, modeling, the Barents Sea.

Современное глобальное потепление усиливается в Арктике, где оно сопровождается беспрецедентным снижением площади морского льда. В последние годы аномально большой океанский транспорт тепла из Атлантики привел к снижению образования морского льда в Баренцевом море в зимний период. Уменьшение площади морского льда зимой в Баренцевом море составляет большую часть потерь морского льда в Арктическом бассейне в целом. По прогнозам, в 2050 г. Баренцево море будет почти свободно ото льда в течение всего года, с потеплением до 4 °С летом в его частях, в прошлом покрытых льдом [1]. Эти модельные прогностические оценки не противоречат результатам тщательного анализа ледовых условий в морях европейской части России [2], согласно которым средняя ледовитость Баренцева моря в месяц наибольшего развития ледяного покрова (март-апрель) за весь период наблюдений (на некоторых станциях более 100 лет) составляет 62 %, за последние 30 лет — 54 % и за первые 12 лет XXI века — 50 %. Уменьшение и, в конечном счете, исчезновение ледяного покрова приведет к увеличению вегетационного периода и росту первичной продукции в этом море, одном из самых богатых рыбой.

Исследования фитопланктона Баренцева моря берут начало в 1870-х гг. Результаты выполненных с тех пор экспедиционных исследований таксономической структуры и видового состава арктического фитопланктона, его пространственной структуры, продукционных характеристик, сукцессии и сезонности развития обобщены в «Биологическом атласе морей Арктики 2000» [3]. Еще одним важным источником информации о характеристиках арктического фитопланктона, добытой в морских экспедициях разных стран, является база данных [4, 5]. Появление спутниковых данных о поверхностной концентрации хлорофилла-*a* в конце прошлого столетия привело к появлению большого числа публикаций, использующих эти данные для анализа функционирования арктического фитопланктона, как в отдельных районах Баренцева моря [6—9], так и в Арктическом бассейне в целом [10]. Причина этой «вспышки» исследовательской активности очевидна: в отличие от экспедиционных данных спутниковые имеют гораздо лучшее пространственно-временное разрешение. В результате были получены оценки средней годовой первичной продукции Баренцева моря и ее межгодовых изменений в связи с уменьшением площади морского льда для периода 1998—2006 гг. [10]. Очевидно, что эти оценки занижены из-за наличия областей моря, покрытых льдом, для которых спутниковые данные о концентрации хлорофилла-*a* отсутствуют, и нуждаются в уточнении.

В настоящей работе для уточнения оценок продукции фитопланктона в Баренцевом море в 1998—2007 гг. привлекается трехмерная экогидродинамическая модель, включающая модель морского льда, описание которой дано ниже. Предварительно модель верифицируется по доступным данным спутниковых наблюдений о поверхностной концентрации хлорофилла-*a*, температуре морской поверхности и площади морского льда.

### **Описание модели**

**Модель циркуляции воды и льда.** В основе разработанной модели Баренцева моря лежит трехмерная модель общей циркуляции океана Принстонского Университета (РОМ) [11, 12], основанная на полных уравнениях гидротермодинамики океана и использующая в качестве вертикальной  $\sigma$ -координату. Как известно, отличительной чертой моделей с  $\sigma$ -координатой является гладкое представление топографии дна. Это обеспечивает лучшее (по сравнению с уровенными и изопикническими моделями) описание динамики течений в придонном пограничном слое. Достаточно хорошо  $\sigma$ -модели описывают также термодинамические эффекты, обусловленные нелинейностью уравнения состояния. Поэтому эти модели хорошо подходят для моделирования течений в шельфовой зоне океанов, а также мелководных окраинных морях, к которым относится Баренцево море. Описание вертикального и горизонтального турбулентного переноса в модели РОМ основано на испытанных и надежных параметризациях соответственно Меллора и Ямады [13] и Смагоринского [14].

Как известно, заметный вклад в циркуляцию Баренцева моря вносят приливы, учет которых может привести к существенным изменениям не только в полях течений и уровня, но и в температуре и концентрации биогенных элементов в верхнем слое моря (см., напр., рис. 15 в [15]). Первичная продукция фитопланктона (ППФ), исследование изменчивости которой в Баренцевом море является целью настоящей работы, зависит от фотосинтетически активной радиации (ФАР), температуры и концентрации биогенных элементов в верхнем слое моря. Согласно нашим оценкам, вклад изменений температуры и концентраций биогенных элементов, обусловленных учетом приливов, в ППФ составляет не более 10 % и, значит, заметно меньше вклада неопределенностей в задании облачности, могущих изменить ФАР и ППФ более чем в 2 раза. Поэтому в настоящей работе эффекты приливов не учитывались.

Лед в Баренцевом море существует, как правило, круглый год. Однако в течение года площадь ледяного покрова и его толщина претерпевают значительные изменения. Ледяной покров в XXI веке в период его максимального развития достигает толщин 1—1.5 м [2]. В период льдообразования и разрушения ледового покрова акватория Баренцева моря покрыта полями дрейфующего льда с наличием разводий и полыней. Для описания подобного ледового покрова хорошо подходит модель с несколькими категориями состояний льда, разработанная финскими исследователями [16]. В динамической-термодинамической модели [16] лед в зависимости от его толщины делится на несколько категорий, которые включены в 2 основные группы: недеформированный и деформированный лед. Недеформированный лед делится на 4 категории, а деформированный лед — на торосистый и наслоненный лед. Наслоенный лед существует при толщинах льда меньших 17 см (так называемая толщина переброски); при больших толщинах лед относится к категории торосистого льда. Эволюция каждой категории льда описывается уравнениями для концентрации (площади) и массы льда. В каждой категории толщина льда изменяется в результате адвекции, вязко-пластической деформации и термодинамических процессов. Для описания адвекции (дрейфа) льда используется схема первого порядка точности с разностями направленными по потоку [16]. Модель учитывает наличие снега на поверхности льда. Изменения толщины снежного покрова рассчитываются с учетом адвекции льда, выпадения снега из атмосферы и его таяния. Как правило, результаты расчетов представляются средней по всем категориям толщиной льда, суммарной по категориям площадью льда и толщиной снега, лежащего на суммарной площади льда. Еще раз отметим, что модель со многими категориями льда позволяет точнее описать маргинальную зону разреженного льда в период разрушения ледового покрова, в которой начинается весенняя вспышка ППФ. В соответствии с работой [17], где упомянутая модель была протестирована при воспроизведении ледового режима в Невской губе, каких-либо предположений о существовании припайного льда не делается.

**Модель морской пелагической экосистемы**, разработанная в Санкт-Петербургском филиале Института океанологии им. П. П. Ширшова [18, 19], основана на описании океанского цикла азота и включает 11 независимых переменных: биомассы фитопланктона, зоопланктона и бактериопланктона, детрита, концентрации нитратов и аммония, концентрации лабильного растворенного органического азота и углерода, концентрации полулабильного растворенного органического азота и углерода, концентрацию растворенного кислорода. Внешние воздействия на модельную экосистему, определяемые в модели циркуляции воды и льда, включают ФАР, поток которой на морской поверхности зависит от толщины снежно-ледового покрова, температуру воды и транспорт отдельных компонент экосистемы течениями, турбулентным перемешиванием и за счет гравитационного опускания.

В уравнения модели экосистемы входит 51 параметр, к большей части которых решение мало чувствительно и/или их значения достаточно хорошо известны. Часть параметров, таких как скорости смертности фитопланктона и зоопланктона, параметры процесса потребления и усвоения пищи зоопланктоном, скорость гравитационного опускания и скорость разложения детрита и др., плохо известны, и их значения должны определяться на основании анализа чувствительности решения и сравнения результатов моделирования с данными наблюдений. В соответствии со сказанным, значения ряда модельных параметров в случае Баренцева моря были изменены по сравнению с их значениями, заданными в [19]. Конкретные изменения были следующими.

1. Соотношение хлорофилла к углероду в фитопланктоне зафиксировано и принято равным 0.02, что привело к превращению в константу начального наклона P-I кривой (соотношение скорости фотосинтеза и ФАР).

2. Константа в соотношении для начального наклона P-I кривой изменена с 1.1 до 3 ( $\text{Вт м}^{-2}$ )<sup>-1</sup> сут<sup>-1</sup>.

3. Максимум скорости выедания фитопланктона зоопланктоном (сут<sup>-1</sup>) увеличен с 1 до 3.

**Модельная область, расчетная сетка и поле глубин.** Модельная область, аппроксимирующая Баренцево море, располагается в пределах  $63^{\circ}\text{с.ш.}—80^{\circ}\text{с.ш.}$ ,  $10^{\circ}\text{в.д.}—75^{\circ}\text{в.д.}$  (рис. 1, а, см. вклейку). Южной границей моря служит берег материка от м. Нордкап до проливов у южной оконечности о. Новая Земля, при этом акватория Белого моря полностью включается в область интегрирования. Открытые границы области проходят по линиям: на западе — м. Нордкап, о. Медвежий, южная оконечность Шпицбергена (м. Южный); на севере — от о. Северо-Восточная Земля в архипелаге Шпицберген через о-ва Белый и Виктория к Земле Александры и далее по южной окраине островов архипелага Земля Франца-Иосифа; на востоке — м. Кользат, расположенный на восточной оконечности о. Грэм-Белл, м. Желания, проливы у южной оконечности о. Новая Земля.

Расчетная сетка является квазиортогональной и покрывает акваторию Баренцева и Белого морей с неравномерным шагом по горизонтали (рис. 1, б, табл. 1). При построении поля глубин и береговой линии (рис. 1) были использованы данные атласа GEBCO [20] с пространственным разрешением  $1'$ . Другие параметры модельной области и горизонтальной сетки даны в табл. 1.

Число  $\sigma$ -уровней равно 25 (верхний совпадает с поверхностью воды, нижний — с дном).  $\sigma$ -уровни сгущаются к поверхности моря таким образом, чтобы обеспечить в шельфовой зоне (на глубинах менее 200 м) толщины поверхностного и придонного слоев, не превосходящие соответственно 3 и 20 м. Для вычисления  $\sigma$ -координат, удовлетворяющих таким условиям, использовались полиномы 3-й степени.

**Граничные и начальные условия.** Описанная экогидродинамическая модель приводится в движение атмосферными воздействиями и граничными условиями на открытой границе модельной области. Речной сток не учитывается.

**Атмосферные воздействия.** Задание атмосферных воздействий на водной поверхности или снежно-ледяного покрова осуществляется в соответствии с рекомендациями [21] с дополнительным учетом суточного цикла коротковолновой радиации. Напряжение трения на поверхностях раздела воздух-вода/лед рассчитывается в зависимости от скорости ветра по квадратичному закону сопротивления. Поток тепла на границе воздух-вода рассчитывается из уравнения теплового баланса поверхности, причем поглощенная коротковолновая радиация определяется как функция времени с начала года, широты, балла облачности, приводной температуры воздуха и альбедо воды. Поток ФАР на морской поверхности считается пропорциональным потоку поглощенной водой солнечной радиации с постоянным коэффициентом пропорциональности 0.41. Уходящая длинноволновая радиация, турбулентные потоки явного и скрытого тепла параметризуются линейными функциями разницы температур приземного воздуха и поверхности воды или снежно-ледяного покрова.

Все атмосферные характеристики, необходимые для расчета потоков импульса, тепла и влаги на границе атмосфера-море и атмосфера-лед (скорость и направление ветра, температура и относительная влажность в приводном слое атмосферы, общий балл облачности, скорость выпадения осадков) задаются по данным атмосферного реанализа NCEP/NCAR с временным разрешением 24 ч [22].

**Другие граничные условия.** На дне бассейна вертикальная компонента скорости течений и нормальные к поверхности дна потоки тепла и концентраций компонент экосистемы полагаются равными нулю. Придонное напряжение трения параметризуется как функция горизонтальной скорости на ближайшем к дну модельном уровне. На твердых боковых границах (берегах) бассейна задаются условие прилипания для горизонтальной скорости течений и условие отсутствия нормальных к границе потоков тепла и концентрации примесей. На жидких боковых границах в случае втекающего потока задаются (с временным разрешением 1 сут) уровень, горизонтальные компоненты скорости, температура, соленость и концентрация нитратов и кислорода, полученные по результатам расчетов по региональной модели системы атмосфера-океан-морской лед-биогеохимия океана ROM, разработанной в Метеорологическом институте им. Макса Планка (Гамбург, Германия) [15]. Значения концентраций

Таблица 1

Параметры модельной области и расчетной горизонтальной сетки

	Число ячеек	Шаг по долготе, м	Шаг по широте, м	Максимальная глубина, м	Минимальная глубина, м
Горизонтальная сетка	140×160	4415—20389	5962—27727	523	15

всех остальных переменных экосистемы полагаются равными нулю. В случае вытекающего потока для указанных характеристик ставятся условия излучения Орланского [23].

Задание условий на открытых границах для толщины и сплоченности морского льда сопряжено со следующим обстоятельством. В модели ROM рассматривается только 1 категория льда, тогда как HELMI [16] включает 7 категорий. Возникает вопрос, как распределить толщину и сплоченность одной категории льда, известные из ROM, между семью категориями льда HELMI. Были приняты следующие условия: в случае вытекающего потока для толщин и сплоченностей всех категорий используется условие излучения; в случае втекающего потока поступление льда в бассейн отсутствует, т. е. скорость движения льда равна нулю.

Учитывая отсутствие в модели речного стока и ненадежность данных об осадках, содержащихся в продуктах реанализа, при моделировании распределения солёности в бассейне граничное условие на поверхности моря (разность испарение минус осадки) не использовалось. Вместо этого в правую часть уравнения для солёности для верхнего слоя модели был добавлен линейный член, пропорциональный разности рассчитываемой и наблюдаемой солёности, обеспечивающий привязку (*restoring*) решения к данным наблюдений, с коэффициентом равным  $2 \cdot 10^{-3} \text{ см с}^{-1}$ . В качестве «данных наблюдений» использовались средние месячные значения солёности, полученные путем осреднения решения ROM по исследуемому периоду 1998—2007 гг.

Расчет проводился с начальных условий на 01.01.1988 г. для всех зависимых переменных модели, заданных по результатам расчета изменений океанских характеристик в регионе Северная Атлантика—Северная Европа в период 1948—2007 г. по модели ROM [15].

### Результаты расчетов

**Сравнение рассчитанных и наблюдаемых полей температуры поверхности моря.** Анализ результатов спутниковых измерений температуры поверхности моря (ТПМ), выполненных сканирующим спектрометрическим MODIS Terra [24], показал, что 8-суточные поля ТПМ в Баренцевом море содержат обширные области, не покрытые данными, вследствие значительной облачности, характерной для этого региона. Поэтому сравнение рассчитанных и наблюдаемых полей ТПМ проводилось для их средних месячных значений для периода 2000—2007 гг. (авторам не удалось найти спутниковые данные для 1998—1999 гг.). Для проведения сравнительного анализа акватория моря была разбита на 6 районов, показанных на рис. 1, а. В указанных районах были выполнены осреднения по областям моря, свободным ото льда (рис. 2).

Согласно расчетам, на севере моря (районы 1, 2) модельное решение правильно воспроизводит периоды максимальных и минимальных значений ТПМ, однако систематически завышает ТПМ в зимне-весенний период (примерно на  $1^\circ\text{C}$  в северо-западном районе 1 и на  $1.5\text{—}2.0^\circ\text{C}$  в северо-восточном районе 2) (рис. 2-1, 2-2). Максимумы рассчитанных ТПМ также оказались завышенными (максимально

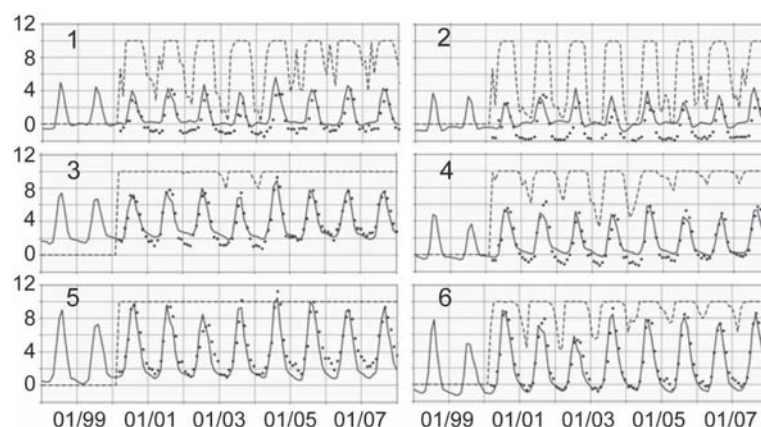


Рис. 2. Среднемесячная температура ( $^\circ\text{C}$ ) поверхности моря (левая шкала) в 6 различных районах Баренцева моря в 1998—2007 гг.

Фрагменты 1—6 соответствуют районам 1—6, показанным на рис. 1, а. Сплошные линии — результаты расчета; точки — спутниковые данные; пунктир — доля открытой воды в рассматриваемом районе, т. е. отношение числа точек сетки, для которых выполняется сравнение спутниковых и расчетных данных, к общему числу точек в районе.

на  $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) в 2000 г., 2003—2004 гг. и в 2003—2004 гг., 2006—2007 гг. соответственно в районах 1, 2. В центральной и южной частях моря (рис. 2-3—2-6) систематических отличий между модельным решением и спутниковыми данными не отмечается. Тем не менее, отметим центральные районы 3, 4 (рис. 2-3, 2-4), где модель заметно завышает ТПМ в зимне-весенний период в 2001—2004 гг. В южной части моря ТПМ в этот период как при отсутствии льда (район 5), так и при его наличии (район 6) совпадает с данными наблюдений или даже занижено по сравнению с ними. Оценивая расхождения между моделью и данными в зимне-весенний период, отметим, что в ряде случаев эти расхождения могут объясняться тем фактом, что спутниковые данные относятся только к открытой воде, подчас малочисленны и могут быть нерепрезентативны для рассматриваемого района в целом (доля точек в рассматриваемом районе, участвующая в сравнении, показана на рис. 2 пунктиром). Отметим, что чем эта доля меньше, тем расхождения больше.

Однако основная причина расхождения между модельной и наблюдаемой ТПМ, особенно ярко проявляющаяся в зимне-весенний период, связана с используемой в модели разностной схемой [25] для решения адвективно-диффузионного уравнения для температуры, а также солёности и гидродинамически пассивных примесей. Хотя эта схема и является схемой третьего порядка точности, что должно обеспечивать малые значения численной диффузии, это ее качество проявляется только при достаточно малых пространственных шагах сетки. Если шаги сетки велики, схема работает как схема первого порядка точности, сглаживая моделируемое поле. Именно такой случай мы имеем для северо-восточной части Баренцева моря, в которой шаг сетки увеличивается в 4.6 раза по сравнению с южной частью, где он минимален (рис. 1, табл. 1). Численная диффузия, особенно сильная в северо-восточной части области, приводит к проникновению в зимний период теплых атлантических вод заметно дальше на северо-восток, чем это имеет место по данным наблюдений (ср. рис. 3, а, б, см. вклейку). Этим объясняется завышение зимних ТПМ в районах 1, 2, 4 (рис. 2-1, 2-2, 2-4).

Абсолютная разность спутниковых и модельных значений ТПМ в Баренцевом море в 2003 г. составляла не более  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  как зимой, так и летом (рис. 3, в, г). В обоих случаях области максимальных отличий были невелики. В феврале они находились у кромки льда и у западной границы моря; в августе — располагались у юго-западной границы моря и на малых глубинах у южного берега Баренцева моря и в Белом море. Их существование, помимо указанной выше численной диффузии, вызвано также неточностями задания температуры на границе с Атлантикой и недостаточным пространственным разрешением модели в Белом море.

В целом же модельное решение неплохо воспроизводит сезонную и межгодовую изменчивость ТПМ, оцененную по данным MODIS.

**Сезонная и межгодовая изменчивость ледового покрова.** Начало образования льда в Баренцевом море приходится на октябрь, максимальные значения площади ледового покрова достигаются в марте-апреле, лед интенсивно тает в мае-июле и практически отсутствует в море в августе-сентябре [2]. В обсуждаемом численном эксперименте воспроизводятся все указанные особенности сезонной изменчивости ледового покрова в отдельные годы рассматриваемого периода (рис. 4). Представленное на этом рисунке сравнение рассчитанных площадей ледяного покрова с ее оценками по данным пассивного микроволнового зондирования [27], свидетельствует также о том, что модель в целом правильно

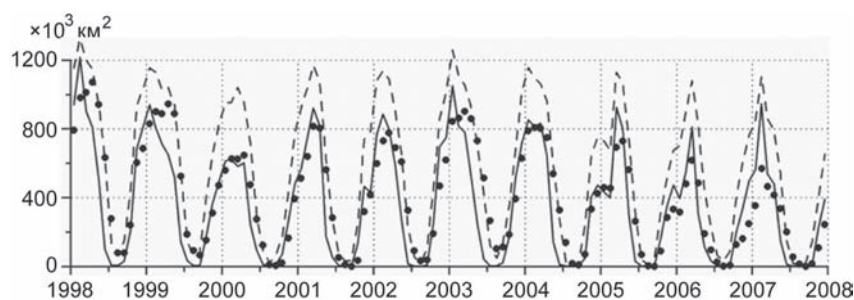


Рис. 4. Среднемесячная площадь ледяного покрова Баренцева моря.

Точки — оценки по данным о сплоченности морского льда, полученным путем пассивного микроволнового зондирования [27], сплошная и пунктирная кривые — результаты расчета для пакового льда (сплоченность льда  $C_i > 0.8$ ) и пакового льда и маргинальной зоны ( $0.15 \leq C_i$ ). Для оценки площади льда спутниковые данные о сплоченности были интерполированы на модельную сетку.

воспроизводит не только сезонную, но и межгодовую изменчивость площади ледового покрова. Расхождения между моделью и наблюдениями приходятся на 2005—2007 гг., когда рассчитанные максимальные значения площади льда оказались заметно больше наблюдаемых. В то же время модель схватывает уменьшение периода больших значений площади льда и хорошо воспроизводит период таяния льда и минимальные значения его площади в указанные годы. Отмеченные расхождения между моделью и наблюдениями связаны, по-видимому, с атмосферным форсингом, не отражающим реальное состояние атмосферы в 2005—2007 гг.

**Сезонные и межгодовые изменения характеристик морской экосистемы.** В настоящее время оценить качество воспроизведения сезонной и межгодовой изменчивости морской экосистемы можно только на основе спутниковой информации о поверхностной концентрации хлорофилла-*a* и первичной продукции фитопланктона, имеющей высокое временное и пространственное разрешение [28, 29]. Анализируемые 6 районов Баренцева моря имеют качественные и количественные особенности в распределении хлорофилла-*a* и первичной продукции в разные сезоны и годы (рис. 5). Рассмотрим их последовательно.

*Северные районы моря (районы 1 и 2)* большую часть года хотя бы частично покрыты льдом (рис. 2, черные кривые) и характеризуются низкими температурами верхнего слоя поздней осенью, зимой и весной. Цветение фитопланктона начинается здесь, как правило, только в первой половине мая, когда начинается интенсивное таяние ледяного покрова и рост температуры воды. Особенностью этих районов является наличие одного пика цветения фитопланктона в конце мая — в первой половине июня. В районе 1 модель в 1999, 2004 и 2006 гг. сильно занижает максимальные значения хлорофилла-*a*, а в 2003 г. — завывает. В остальные годы рассматриваемого периода рассчитанные и наблюдаемые

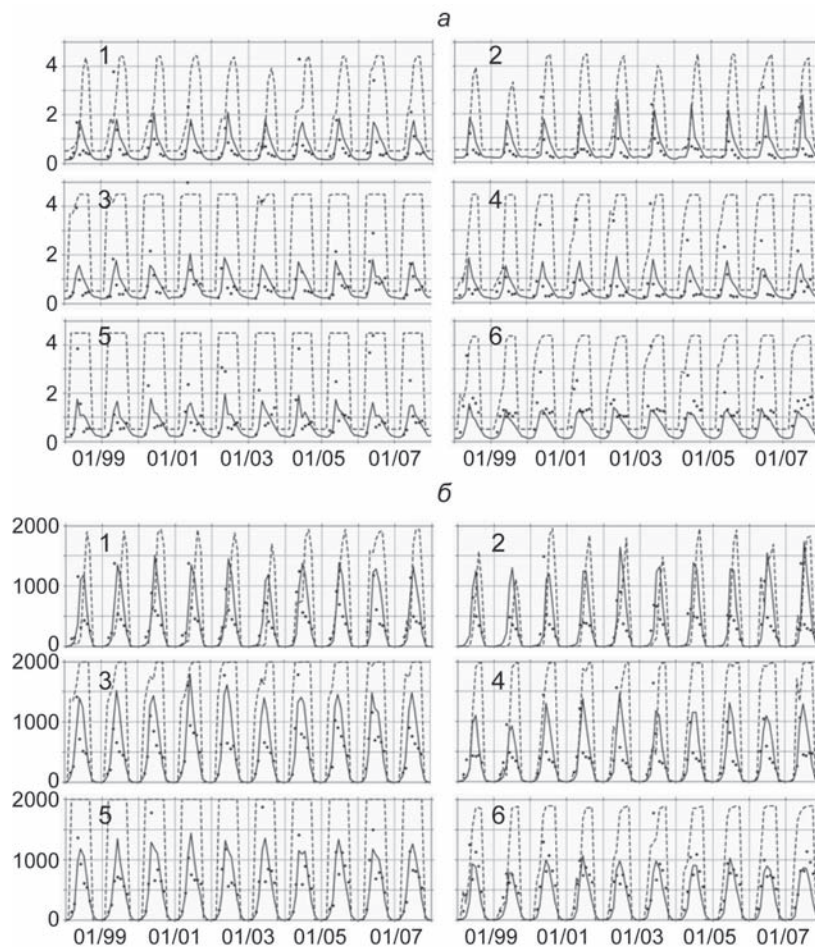


Рис. 5. Среднемесячная концентрация хлорофилла-*a* ( $\text{мг м}^{-3}$ ) на поверхности (*a*) и для первичной продукции фитопланктона ( $\text{мгС м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) (*б*) в 6 различных районах Баренцева моря (рис. 1, *a*) в 1998—2007 гг. Обозначения те же, что на рис. 2.

значения хлорофилла-*a* хорошо согласуются. Наблюдаемая сильная межгодовая изменчивость максимума хлорофилла не воспроизводится моделью. В районе 2, характеризуемом меньшей межгодовой изменчивостью, модель, как правило, завышает наблюдаемые максимальные значения хлорофилла-*a* и отмечается более позднее наступление максимума (в конце июня). Межгодовая изменчивость первичной продукции в северной части моря выражена слабее, чем у хлорофилла-*a*, и модель неплохо воспроизводит ее межгодовые изменения, особенно в северо-западном районе 1.

*Район 3.* Характерной особенностью этого центрального района моря является отсутствие отрицательных температур воды и ледяного покрова в течение всего года. В этом районе наблюдается две вспышки цветения фитопланктона, идентифицируемых по хлорофиллу-*a*: в период с конца апреля по середину июня и в сентябре. Согласно данным спутниковых наблюдений, в середине исследуемого периода (с 2001 по 2004 гг.) отмечался сильный рост максимума хлорофилла-*a*, не воспроизводимый моделью. В остальные годы, рассчитанные и наблюдаемые максимальные значения хлорофилла-*a* неплохо согласуются. Важно отметить, что рассчитанная первичная продукция улавливает наблюдаемый рост продуктивности в 2001—2004 гг., однако рассчитанные максимальные значения первичной продукции в 1999, 2005 и 2007 гг. завышены почти в 1.5 раза.

*Район 4.* Характеризуется сильной межгодовой изменчивостью хлорофилла-*a* и 2-мя вспышками: весной (в разные годы) в марте, апреле или мае и осенью в октябре. Модель систематически занижает максимальные значения хлорофилла-*a* в 1.5—2 раза и имеет временной сдвиг достижения этого максимума около месяца. Рассчитанная первичная продукция неплохо согласуется с ее оценками по спутниковым данным, в целом правильно отражая ее межгодовую изменчивость.

*Район 5.* Сезонные изменения рассматриваемых характеристик в этом районе подобны их изменениям в районе 3. Модель правильно воспроизводит начало и конец вегетационного периода и весенний период максимальных значений хлорофилла-*a*, но значительно (в 2—3 раза) занижает их. Вторая вспышка цветения фитопланктона начинается в модели почти на месяц раньше. При этом рассчитанная первичная продукция согласуется с данными наблюдений достаточно хорошо.

*Район 6.* Характерной особенностью этого района является длительный вегетационный период, продолжающийся с апреля по октябрь, что обусловлено лучшей освещенностью верхнего слоя моря и более высокими значениями температуры, и небольшая межгодовая изменчивость характеристик фитопланктона. Модель правильно воспроизводит начало и конец вегетационного периода и периоды достижения максимальных значений хлорофилла-*a*, но занижает эти значения в 1.5—2 раза в течении всего исследуемого периода. Расчеты первичной продукции хорошо согласуются количественно с их оценками по спутниковым данным за исключением 2003 г. Весенний максимум первичной продукции наступает в модели почти на месяц позже.

В целом выполненное сравнение результатов расчета концентрации хлорофилла-*a* и первичной продукции фитопланктона с их оценками на основе спутниковой информации свидетельствует о том, модельная первичная продукция согласуется с указанными оценками лучше, чем рассчитанная концентрация хлорофилла-*a*. Причиной этого, по-видимому, является тот факт, что эмпирические формулы для пересчета биомассы фитопланктона (искомой переменной модели экосистемы) в концентрацию хлорофилла-*a* не являются универсальными и носят региональный характер. Как указано выше, в настоящей работе использовалось постоянное отношение хлорофилла к углероду в фитопланктоне, что можно рассматривать как первое весьма грубое приближение. Дальнейший прогресс в улучшении согласованности модельных расчетов и оценок по спутниковым данным характеристик фитопланктона связан с использованием функциональных зависимостей отношения хлорофилла к углероду в фитопланктоне от параметров среды (температура воды, ФАР, концентрации биогенных элементов), а также может быть достигнут путем калибровки модели.

#### **Анализ связи характеристик фитопланктона и ледового покрова**

Известно, что весенне-летняя вспышка фитопланктона в районах Баренцева моря, покрытых льдом, происходит в период интенсивного разрушения ледового покрова в его маргинальной зоне [6, 30]. Согласно модельным расчетам, существует высокая корреляция (коэффициент корреляции = 0.925) между площадью ледового покрова и интегральной первичной продукцией для всего Баренцева моря в период с марта по июнь. О сильной зависимости функционирования фитопланктона от состояния ледового покрова свидетельствует также рис. 6 (см. вклейку), на котором представлено пространственное



распределение поверхностной концентрации хлорофилла-*a*, а также границ распространения пакового льда  $C_i = 0.8$  и маргинальной зоны льда  $C_i = 0.15$  на 07.06.1998 г. Как видно, в этот момент времени, когда значительная часть моря была покрыта льдом, области максимальных значений концентрации хлорофилла-*a* расположены в маргинальной зоне ледового покрова и на открытой воде в центральной части моря.

Сезонную эволюцию фитопланктона в маргинальной зоне ледового покрова позволяет проследить рис. 7 (см. вклейку), на котором представлены изоплеты концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды в верхнем слое моря, а также временная эволюция толщин снега и льда, сплоченности льда и солнечной радиации на поверхности моря в точке с координатами ( $78^\circ$ с.ш.,  $50^\circ$ в.д.) на севере-востоке моря в районе 2 в 2004 г. Как видно, в этой точке ледовый покров в 2004 г. существовал до начала августа, тогда как значительно более тонкий снежный покров исчез уже к середине июня (рис. 7, *a*). Весенняя вспышка цветения фитопланктона началась, когда коротковолновая солнечная радиация (КСР) на поверхности моря достигла значений около  $100 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  (ФАР — около  $40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ) (рис. 7, *в*). Указанный уровень КСР, необходимый для начала вспышки, определялся как толщиной снега  $h_s$  на поверхности льда, так и сплоченностью  $C_i$  льда (или долей  $(1-C_i)$  открытой воды) и был достигнут при  $h_s \approx 0$  и  $C_i \approx 0.5$  (рис. 7, *б*). Весенний максимум цветения продолжался около 3 недель (с конца мая до третьей декады июня). Образование тонкого верхнего перемешанного слоя (ВПС) толщиной около 15 м в середине июня и развитие термоклина (рис. 7, *з*) привело к истощению нитратов в ВПС и образованию подповерхностного максимума хлорофилла, который существовал до третьей декады июля (рис. 7, *д*). Второй (летний) максимум фитопланктона, обусловленный в модели ростом температуры воды и концентрации аммония (продукта жизнедеятельности зоопланктона), отмечался с середины до конца июля.

Анализ сезонной эволюции характеристик экосистемы в других районах моря (1, 3—6) показал, что описанная выше сезонная эволюция фитопланктона, является характерной для Баренцева моря: наступление бльома всегда обусловлено достижением необходимого уровня КСР (не менее  $100 \text{ Вт м}^{-2}$ ) в открытой воде или в маргинальной зоне льда при  $C_i \approx 0.5$  и отсутствии снега на поверхности льда. В большинстве районов, помимо весеннего, существует и летний поверхностный максимум хлорофилла. Весенний максимум в ряде случаев состоит из двух: первый отмечается еще при наличии льда в маргинальной зоне, второй — при его полном исчезновении. Глубина залегания термоклина летом составляет 15—20 м во всех точках моря.

**Среднегодовая первичная продукция моря.** Оцененная авторами по данным [29] средняя годовая первичная продукция (*annual primary production*, APP) Баренцева моря,  $\text{APP}_{\text{data}}$  (табл. 2), хорошо согласуется с оценками [10]. Так, согласно [10], в 1998 г. она составила  $80 (10^{12} \equiv \text{T}) \text{ гС год}^{-1}$ , тогда как по нашим оценкам была равна  $87 \text{ ТгС год}^{-1}$ . Вместе с тем модельные оценки средней годовая первичной продукция моря,  $\text{APP}_{\text{mod}}$  оказались в 1.5—2.3 раза больше оценок  $\text{APP}_{\text{data}}$ . Основные причины расхождения этих оценок следующие.

1. Оценки  $\text{APP}_{\text{data}}$  относятся к открытой воде, тогда как оценки  $\text{APP}_{\text{mod}}$  — ко всей акватории моря, в том числе и покрытой льдом. Согласно модельным расчетам, доля средней годовая первичной продукции, произведенной на открытой воде ( $\text{APP}_{\text{open}}$ ), в маргинальной зоне ледового покрова ( $\text{APP}_{\text{miz}}$ ) и под паковым льдом ( $\text{APP}_{\text{pi}}$ ) составляет соответственно 62—84, 31—12 и 7—3 % (табл. 2). Таким образом, модельная продукция для открытой воды в 1998 г. составляла  $96 \text{ ТгС год}^{-1}$ , что всего лишь на 10 % превосходит ее оценку по спутниковым данным. Отметим также, что средняя годовая первичная продукция для открытой воды Баренцева моря, полученная на основе экогидродинамической модели Арктического бассейна [31], составила  $118 \text{ ТгС год}^{-1}$ .

2. Спутниковые оценки первичной продукции занижают ее значения в летний период в тех районах, где существует подповерхностный максимум хлорофилла [10]. Наши модельные оценки, также как и оценки [31], для открытой воды оказались больше спутниковых как раз из-за учета подповерхностного максимума хлорофилла. Точную оценку эффекта подповерхностного максимума сделать сложно, но в верхних 20 метрах (характерная толщина верхнего перемешанного слоя в модели летом), производится 55—56 % первичной продукции. Последнее означает значительный вклад (44—45 %) нижележащих слоев, в том числе и тех, где существует подповерхностный максимум хлорофилла, в среднегодовую продукцию моря.

Рассчитанная максимальная в году площадь льда ( $S_p$ ), модельная ( $APP_{mod}$ ) и оцененная по данным спутниковых измерений [29] ( $APP_{data}$ ) средняя годовая первичная продукция<sup>1</sup>, доля<sup>2</sup> модельной средней годовой первичной продукции, произведенной на открытой воде ( $APP_{open}$ ), в маргинальной зоне ледового покрова ( $APP_{miz}$ ), под паковым льдом ( $APP_{pi}$ ) и в верхнем 20-метровом слое моря ( $APP_{15m}$ ) в отдельные годы 10-летнего периода 1998—2007 гг.

Год	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
$S_p$ , 10 <sup>3</sup> км <sup>2</sup>	1360	1240	1210	1270	1220	1335	1240	1170	1130	1170
$APP_{mod}$ , ТгС год <sup>-1</sup>	155	156	175	177	186	171	181	173	183	186
$APP_{data}$ , ТгС год <sup>-1</sup>	87	69	111	101	91	92	116	107	125	115
$APP_{mod}/APP_{data}$	1.78	2.26	1.57	1.75	2.04	1.86	1.56	1.62	1.46	1.61
$APP_{open}$ , %	62	69	79	80	78	65	79	77	80	84
$APP_{miz}$ , %	31	24	16	16	18	31	17	19	17	12
$APP_{pi}$ , %	7	7	5	4	4	4	4	4	3	4
$APP_{20m}$ , %	56	55	56	55	55	55	55	56	55	55

<sup>1</sup>Модельная средняя годовая первичная продукция  $APP_{mod}$  рассчитана для всей акватории моря, включающей как открытую воду, так и районы подо льдом. При оценке средней годовой первичной продукции по данным спутниковых измерений  $APP_{data}$  при отсутствии данных первичная продукция полагалась равной нулю. Районы отсутствия данных относились в основном к районам, покрытым льдом.

<sup>2</sup>Согласно [32], площадь пакового льда определяется как площадь льда со сплоченностью  $C_i > 0.8$ , в маргинальной зоне сплоченность льда составляет  $0.15 < C_i \leq 0.8$ , к открытой воде здесь отнесена и область  $0 < C_i \leq 0.15$  разреженного льда.

Представленные в табл. 2 данные свидетельствуют о том, что за десятилетний период 1998—2007 гг. максимальная в сезонном цикле площадь морского льда в Баренцевом море уменьшилась примерно на 15 %. Это уменьшение сопровождалось увеличением (от 1998—1999 гг. к 2006—2007 гг.) средней годовой первичной продукции моря приблизительно на 54 и 63 % соответственно по спутниковым данным и модельным расчетам для открытой воды. В то же время модельные расчеты для всей акватории моря дают увеличение первичной продукции только на 19 %. Это объясняется тем, что с уменьшением площади ледяного покрова вклад открытой воды в среднюю продукцию фитопланктона увеличивается, а вклады маргинальной зоны льда и зоны пакового льда — уменьшаются.

\*\*\*

Разработанная экогидродинамическая модель воспроизводит основные черты эволюции температуры поверхности моря, границы сезонного ледового покрова, поверхностной концентрации хлорофилла-*a* и первичной продукции фитопланктона в Баренцевом море в период 1998—2007 гг., введенные на основе спутниковых данных. Оценка увеличения средней годовой первичной продукции моря в рассматриваемый период, обусловленного уменьшением площади ледяного покрова, хорошо согласуется с оценкой по спутниковым данным. Показано, что значительная часть первичной продукции (от 16 до 38 %) может производиться под паковым льдом и в маргинальной зоне ледового покрова. Из-за частого возникновения подповерхностного максимума хлорофилла, заметный вклад в первичную продукцию могут вносить слои моря ниже верхней границы сезонного термоклина, что невозможно учесть при использовании дистанционно измеряемых поверхностных характеристик. Все это означает, что достоверные оценки первичной продукции в покрытых льдом морях могут быть получены только на основе экогидродинамических моделей, включающих морской лед и хорошо откалиброванных по данным экспедиционных и спутниковых измерений.

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант РФФИ № 13-05-00652 и № 16-55-76021.

#### Литература

1. Smedsrud L. H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51, Iss. 3. P. 415—449. DOI: 10.1002/rog.20017.
2. Думанская И. О. Ледовые условия морей Европейской части России. М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.

3. Биологический атлас морей Арктики 2000: планктон Баренцева и Карского морей. Мурманск: Мурман.мор.биол.ин-т; КРЦ РАН, 2000. 92 с. (CD\_ROM).
4. Arctic System Science Primary Production (ARCSS-PP) database. URL: <http://accession.nodc.noaa.gov/0063065> (дата обращения: 02.09.2015).
5. *Arrigo K. R., Matrai P. A., Van Dijken G. L.* Primary productivity in the Arctic Ocean: Impacts of complex optical properties and subsurface chlorophyll maxima on large-scale estimates // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2011. P. 116. doi: 10.1029/2011jc007273.
6. *Engelsen O., Hegseth E. N., Hop H., Hansen E., Falk-Petersen S.* Spatial variability of chlorophyll-a in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea, with relation to sea ice and oceanographic conditions // *J. Marine Systems*. 2002. V. 35. P. 79—97.
7. *Engelsen O., Hegseth E. N., Hop H., Hansen E., Falk-Petersen S.* Deriving phytoplankton biomass in the Marginal Ice Zone from satellite observable parameters // *Intern. J. Remote Sensing*. 2004. V. 25, Iss. (7-8). P. 1453-7.
8. *Reigstat M., Wassmann P., Riser C. W., Oygarden S., Rey F.* Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll-a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea // *J. Marine. Systems*. 2002. V. 38, Iss. (1—2). P. 9—29.
9. *Kushnir V., Pavlov V., Morozov A., Pavlova O.* «Flashes» of Chlorophyll-a Concentration Derived from in Situ and Remote Sensing Data at the Polar Front in the Barents Sea // *The Open Oceanography Journal*. 2011. V. 5. P. 14—21.
10. *Pabi S., Van Dijken G. L., Arrigo K.* Primary production in the Arctic Ocean, 1998—2006 // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C08005. DOI:10.1029/2007JC004578.
11. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // *Three-dimensional Coastal Ocean Models* / Ed. by Heaps N. American Geophysical Union. Washington, D.C., 1987. 208 p.
12. *Mellor G. L.* Users guide for a three-dimensional, primitive equation numerical ocean model // *Program in Atmospheric and Oceanic Sciences*. Princeton University, Princeton; NJ, 2004. P. 56.
13. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1982. V. 20. P. 851—875.
14. *Smagorinsky J., Manabe S., Holloway J. I.* Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere // *Monthly Weather Review*. 1965. V. 93. P. 727—768.
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.
16. *Haapala J., Lonroth N., Stossel A.* A numerical study of open water formation in sea ice // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110(C9). P. 1—17. DOI: 10.1029/2003JC002200.
17. *Ryabchenko V., Dvornikov A., Haapala J., Myrberg K.* Modelling ice conditions in the easternmost Gulf of Finland in the Baltic Sea // *Continental Shelf Research*. 2010. V. 30, N. 13. P. 1458—1471. DOI: 10.1016/j.csr.2010.05.006.
18. *Ryabchenko V. A.* et al. Seasonal dynamics and biological productivity in the Arabian Sea euphotic zone as simulated by a three-dimensional ecosystem model // *Global Biogeochemical Cycles*. 1998. V. 12. P. 501—530.
19. *Anderson T. R.* et al. Denitrification in the Arabian Sea: A 3D ecosystem modeling study // *Deep-Sea Res. I*. 2007. V. 54. Iss. 12. P. 2082—2119.
20. The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). URL: <http://www.gebco.net/> (дата обращения: 02.09.2015).
21. *Parkinson C. L., Washington W. M.* A large-scale numerical model of sea ice // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84(C1). P. 311—337.
22. The NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA/ESRL Physical Sciences Division. URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml> (дата обращения: 02.09.2015).
23. *Orlanski I.* A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows // *J. Computational Physics*. 1976. V. 21. P. 251—269.
24. Ocean Color Web. URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3> (дата обращения: 02.09.2015).
25. *Smolarkiewicz P. K.* A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion // *J. Computational Physics*. 1984. V. 54. P. 325—362.
26. World Meteorological Organization sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary, WMO/DMM/BMO 259-TP-145. WMO. 1985. Secretariat of the World Meteorological Organization.
27. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2. URL: <http://nsidc.org/data/G02202> (дата обращения: 02.09.2015).
28. Ocean productivity. URL: <http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.8day.hdf.chl.seawifs.php> (дата обращения: 02.09.2015).
29. Ocean productivity. URL: <http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.8day.hdf.eppley.s.chl.a.sst.php> (дата обращения: 02.09.2015).
30. *Qu B., Gabric A. J., Matrai P.* Spatial and temporal distribution of chlorophyll-a and its relation to ice cover, radiation and sea surface temperature in the Barents Sea // *Polar Biology*. 2006. V. 29. P. 196—210.
31. *Popova E. E.* et al. Control of primary production in the Arctic by nutrients and light: insights from a high resolution ocean general circulation model // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 3569—3591. DOI:10.5194/bg-7-3569-2010.
32. *Strong C.* Atmospheric influence on Arctic marginal ice zone position and width in the Atlantic sector, February—April 1979—2010 // *Clim.Dyn.* 2012. V. 39. P. 3091—3102. DOI:10.1007/s00382-012-1356-6.

Статья поступила в редакцию 11.09.2015 г.

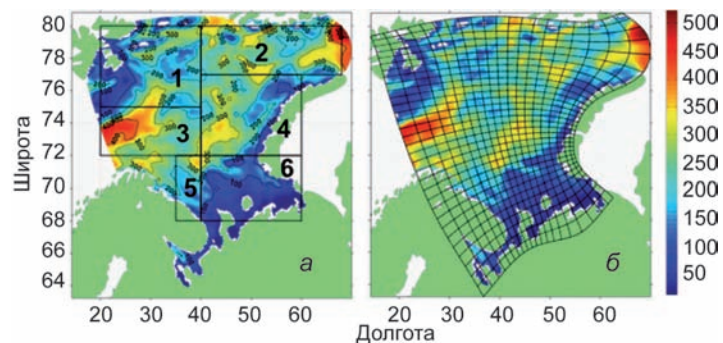


Рис. 1. Поле глубин (а) и горизонтальная расчетная сетка модели (б).  
На фрагменте а указаны 6 районов моря, выделенные в монографии [2].

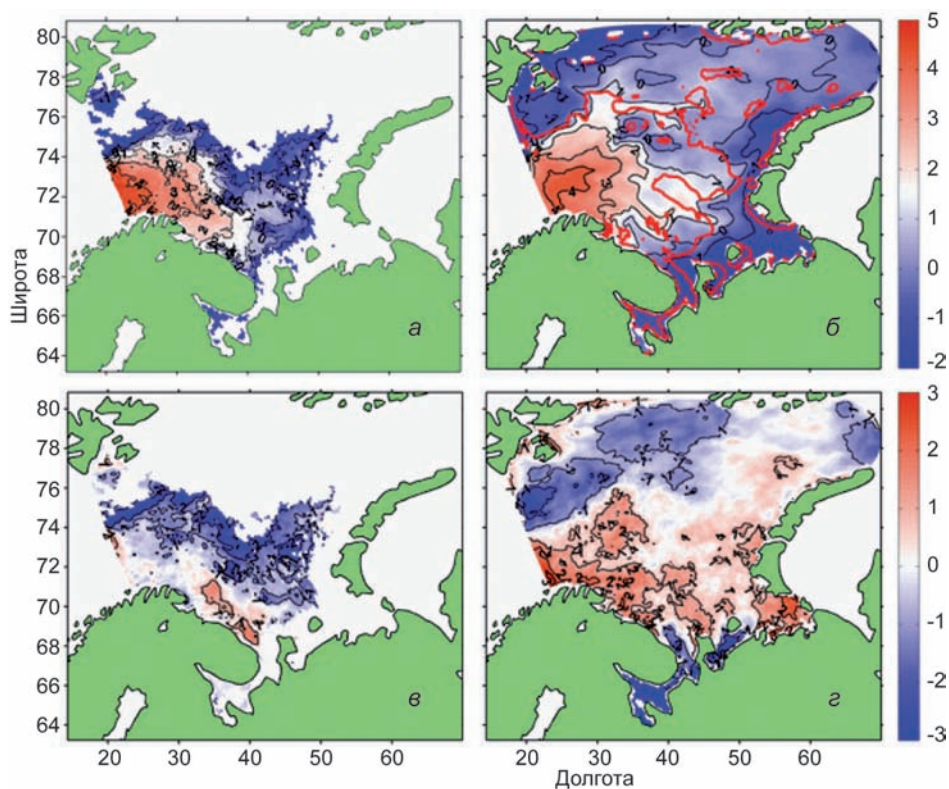


Рис. 3. Среднее месячное распределение ТПМ в Баренцевом море.  
а — по данным MODIS Terra [24] в феврале 2003 г.; б — по результатам расчета в то же время; в — разность полей а и б;  
г — аналогичная разность спутниковых и модельных данных для августа 2003 г. Красная линия на фрагменте б может быть  
интерпретирована, как граница паковых льдов, по определению [26], она соответствует сплоченности льда, равной 0.8.

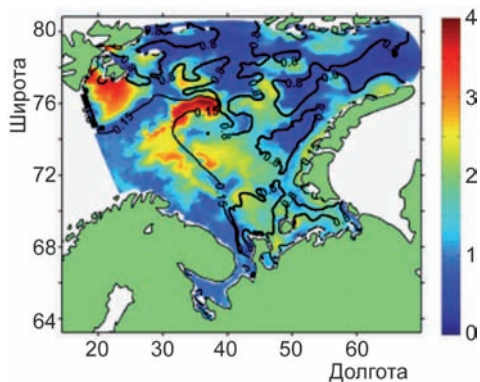


Рис. 6. Рассчитанная поверхностная концентрация  
хлорофилла-а ( $\text{мг м}^{-3}$ ) 07.06.1998 г.  
Толстая и тонкая линии — граница паковых льдов ( $C_i = 0.8$ )  
и маргинальной ледовой зоны ( $C_i = 0.15$ ).

К статье *Рябенко В.А. и др. «Оценки влияния...»*

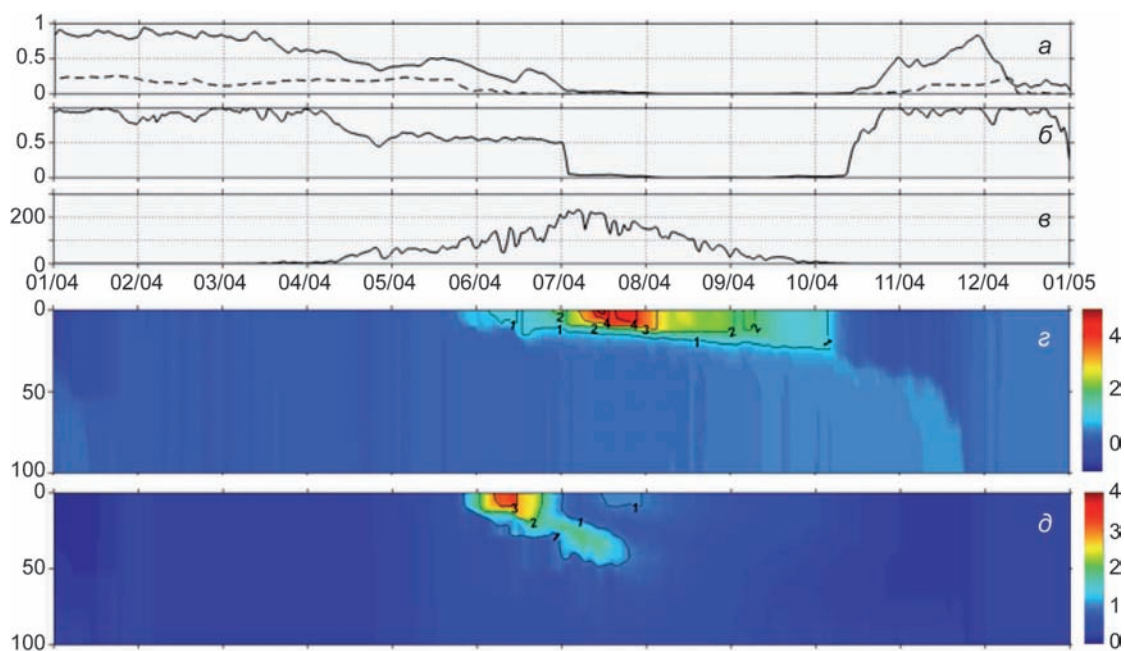


Рис. 7. Временная эволюция модельных характеристик в верхнем слое моря в точке (78°с.ш., 50°в.д.) в 2004 г.  
*а* — толщины (м) снега (пунктирная линия) и льда (сплошная линия); *б* — сплоченность льда;  
*в* — коротковолновая солнечная радиация на поверхности моря (Вт/м<sup>2</sup>), а также изоплеты: *г* — температуры (°С);  
*д* — концентрации хлорофилла-*а* (мг м<sup>-3</sup>) в слое 0—100 м.

К статье *Романенков Д.А. и др. «Изменчивость фронтальных разделов...»*

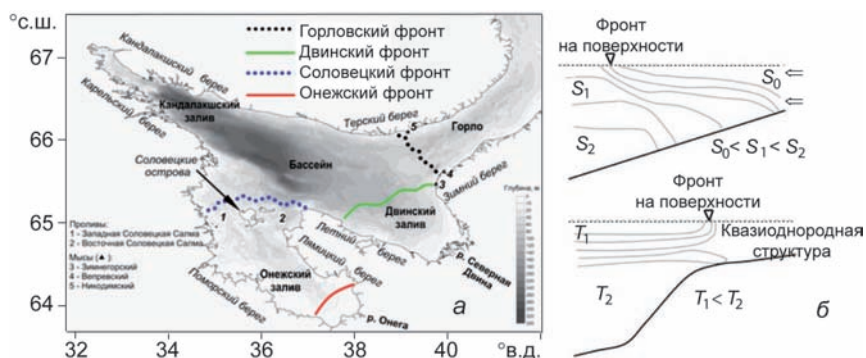


Рис. 1. Белое море и его основные гидрологические фронты.

*а* — карта Белого моря с положением фронтов (по [3]);  
*б* — геометрия фронтальных разделов стокового (сверху) и шельфового (снизу) типа. *S* — соленость; *T* — температура.

Рис. 2. Температура поверхности Белого моря 04.08.2010/09:10 UTC со спутника Terra. Положение поверхностных фронтов показано черными линиями.

