

УДК 574.583

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА “А” В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ ПО ДАННЫМ БУЕВ БИО-АРГО

© 2025 г. Е. А. Кубрякова^{1, 2}, Я. И. Бакуева¹, А. А. Кубряков^{1, *}

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

* e-mail: arskubr@ya.ru

Поступила в редакцию 06.12.2023 г.

После доработки 25.03.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

На основе измерений 119 буев Био-Арго за 2010–2021 гг. проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости вертикального распределения концентрации хлорофилла “а” (Chl) в различных районах Южного океана, даны оценки положения глубины подповерхностного максимума и его сезонной изменчивости. В верхнем слое (0–50 м) в период антарктического лета высокие значения Chl сосредоточены в трех областях интенсивного выноса льда от берегов Антарктиды (море Уэдделла, море Амундсена и восточная часть Индоокеанского сектора) (январь–март). В слое 50–100 м максимумы наблюдаются в период антарктической весны (октябрь–декабрь) в зоне циклонического сдвига на южной периферии Антарктического Циркумполярного Течения. На основе полученных данных проводится обсуждение особенностей влияния различных физических факторов на наблюдаемую изменчивость.

Ключевые слова: Южный океан, Антарктика, концентрация хлорофилла “а”, буи Био-Арго, подповерхностный максимум Chl , прикромочные цветения, вынос льдов, апвеллинг, АЦТ

DOI: 10.31857/S0030157425010087, **EDN:** DPOJHQ

ВВЕДЕНИЕ

Исследования биопродуктивности Антарктического региона имеют большую прикладную ценность, поскольку здесь сосредоточено огромное количество биологических ресурсов, представляющих собой значительный потенциал для развития отечественного рыболовства. Экосистема Южного океана характеризуется рядом уникальных особенностей, основными из которых являются большое количество главных биогенных элементов (нитратов, фосфатов) и относительно низкая биомасса фитопланктона [8, 20]. Причинами этого считается недостаток железа [12, 19], повышение концентрации которого приводит к резкому росту фитопланктона [10]; малый уровень освещенности в зимний период, частая облачность, наличие льда [13, 34] и процессы интенсивного ветрового воздействия, которые приводят к формированию глубокого перемешанного слоя [18, 29].

В Южном океане наблюдается значительная пространственная изменчивость распре-

ления Chl . Наиболее полная информация об этой пространственной неоднородности была получена по данным спутниковых оптических измерений [1–3, 22, 26, 28, 33]. Эти данные позволили впервые определить особенности сезонного хода Chl на поверхности с наличием высокопродуктивных зон и “океанических пустынь” в различных районах Южного океана [2, 22, 34].

Содержание железа и освещенность являются основными лимитирующими факторами роста клеток фитопланктона в Южном океане [8, 9, 12, 32]. Основными источниками железа в регионе являются терригенные взвеси, которые в большом количестве попадают в океан вблизи островов, в прикромочной зоне льда и в зонах апвеллинга [4, 9, 21, 28, 31]. Зоны наибольшей продуктивности привязаны к топографическим особенностям, от которых они простираются на тысячи километров под влиянием адвекции [6, 22, 28]. Кроме этого, рост Chl в Южном океане связывают в [28] с апвеллингом, возникающим при взаимодействии потока вод

с топографическими особенностями. Еще одной важной продуктивной зоной является зона субантарктического фронта, в которой апвеллинг может быть вызван неустойчивостью Антарктического Циркумполярного Течения (АЦТ) и вертикальными движениями в вихрях различных масштабов [16, 22]. В [36] показано, что к северу от фронта, в зоне антициклонического сдвига и даунвеллинга, Chl значительно ниже, чем к югу от него. Большие значения Chl по различным данным также наблюдаются в период таяния льда в Антарктике [5]. Распределение прикромочных цветений также имеет сильную пространственную изменчивость [7, 24]. Еще одной причиной роста концентрации лимитирующих биогенных элементов является интенсивное штормовое воздействие, усиливающее вертикальное перемешивание и вызывающее локальный экмановский апвеллинг [11].

Несмотря на большое количество спутниковой информации, получаемой с оптических сканеров цвета моря, эти данные характеризуют только поверхностный слой. Они недоступны при наличии облачности, подо льдом и практически отсутствуют в зимний период. На широтах южнее 60° только 1–10% годового массива данных доступны для расчета изменчивости Chl [33]. Достаточно продолжительное время считалось, что в Южном океане подповерхностный максимум Chl выражен слабо. Однако исследования последних лет показали, что в глубоководной части Южного океана он формируется практически каждый летний сезон [2, 5]. В этих работах было показано, что распределение Chl характеризуется наличием мощных глубинных максимумов, динамика изменчивости Chl в которых может значительно отличаться от поверхностной, что не учитывается при использовании спутниковых данных.

Вместе с запуском проекта Био-Арго в 2010 г. в Южном океане, стали доступны измерения всплывающих буев типа Арго с установленными на них биооптическими приборами. Эти данные дают возможность получать непрерывные одновременные измерения физических, биологических и химических параметров с высоким вертикальным разрешением (1 м). В Южном океане в рамках проекта SOCCOM (Southern Ocean Carbon and Climate Observations and Modeling) с 2010 по 2021 г. запущено более 110 буев Био-Арго, измеряющих различные биооптические характеристики с временным разрешением 5–10 дней. По этим измерениям в исследуемом районе было получено более 23 тысяч профилей Chl . Долговременные измерения биооптиче-

ских характеристик в глубоководной части морей и океанов с такой временной и вертикальной дискретностью ранее были недоступны. Эти данные дали большое количество новой информации о причинах изменчивости экосистемы Южного океана [см. обзор в 27]. В России единственной работой с использованием этих данных была работа [5], в которой достаточно подробно анализировалось вертикальное распределение Chl , изменчивость положения и интенсивности подповерхностного максимума в проливе Дрейка.

Основной целью данной работы является определение пространственно-временной изменчивости вертикального распределения Chl в Южном океане и положения глубины ее подповерхностного максимума. На основе полученных данных проводится обсуждение особенностей влияния различных физических факторов на наблюдаемую изменчивость.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на результатах измерений 119 буев Био-Арго, которые позволяют получить данные о вертикальном распределении Chl с высоким вертикальным (1 м) и временным разрешением (5 дней). Использовались данные за период с 2010 по 2021 гг. на широтах 30 – 80° ю.ш. Распределение числа измерений в Южном океане представлено на рис. 1. Значения Chl (более 23 тыс. профилей за 2010–2020 гг.) определяются на основе измерений флуоресценции датчиком *Wetlabs ECO Triplet Puck* с использованием метода, описанного в [37]. Данные были загружены из архива IFREMER (French Research Institute for Exploitation of the Sea). Предварительно осуществлялась процедура удаления вылетов и фильтрация измерений. Исключались данные, в которых величины Chl значительно отличались от среднеклиматических (на порядок и более). Далее, данные были усреднены в ячейках 5° на 5° и 1 месяц для получения регулярного массива Chl с вертикальным разрешением 1 м, пространственным 5° и временным 1 месяц. Далее поля были сглажены скользящим средним по пространству с шириной окна 2×2 ячейки.

Данные о средних геострофических скоростях течений для рис. 14 были получены на основе средней динамической топографии [23] из архива Copernicus (<https://marine.copernicus.eu/>). Данные о поле давления для рис. 14 были получены на основе реанализа Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Application с пространственным разрешением $0.5^\circ \times 0.66^\circ$ [25]. Данные были загружены с сервера <http://goldsmr2.sci.gsfc.nasa.gov/>.

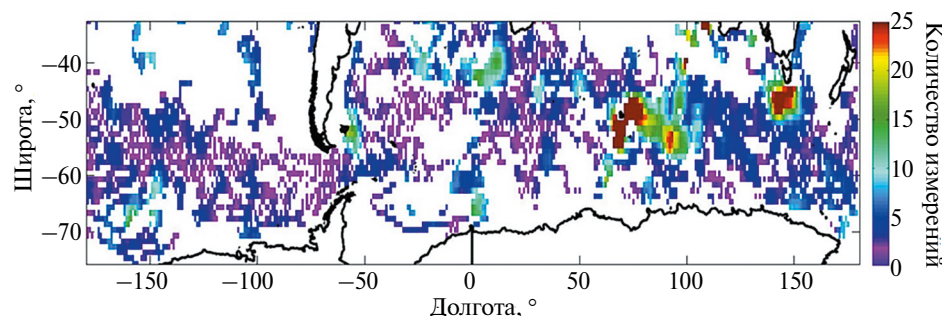


Рис. 1. Распределение количества измерений буев Био-Арго в Южном океане за 2010–2021 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственная изменчивость вертикального распределения Chl в Южном океане

Основной особенностью среднего вертикального распределения Chl является наличие выраженного подповерхностного максимума на глубинах 20–60 м (рис. 2а, 2б) в согласии с [2, 5]. Образование этого подповерхностного максимума имеет сезонный характер. Он отчетливо выражен в теплый период года с сентября по май и исчезает/ослабевает в зимний период (июнь–сентябрь). Причиной такого снижения, возможно, является недостаток освещенности в верхнем слое из-за резкого роста толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), который, согласно [14], может достигать в отдельных районах 200 м. Хорошо видно также, что в это время вертикальное перемешивание приводит к перераспределению Chl (т.е. снижению Chl в верхних слоях и росту в глубинных слоях до 200 м) [30].

С началом Антарктической весны с сентября по декабрь в слое 0–100 м Chl постепенно увеличивается, достигая максимума (1.8 мг/м^3) в декабре-феврале в слое 20–60 м. С февраля

до середины июня значения уменьшаются до 0.5 мг/м^3 . Изображенная на рис. 2б межгодовая изменчивость Chl демонстрирует, что такой сезонный ход характерен для Южного океана и наблюдается стабильно в течение десятилетнего периода (2011–2021 гг.).

Величина и положение подповерхностного максимума Chl (ПМХ) имеют существенную пространственную изменчивость (рис. 3а). Для оценки ее среднего распределения в каждой ячейке массива, осредненного за все время, рассчитывались положения максимума Chl и ее величина.

Далее, для детального анализа было выбрано 4 характерных района Южного океана (рис. 3).

Район 1 – Центральная часть Тихоокеанского сектора, $y = [-50-65]^\circ$, $x = [-180-120]^\circ$.

Район 2 – Западная часть Атлантического сектора $y = [-45-60]^\circ$, $x = [-30-20]^\circ$.

Район 3 – Центральная часть Индоокеанского сектора $y = [-45-60]^\circ$, $x = [60-160]^\circ$.

Район 4 – Южная часть Индоокеанского сектора $y = [-45-60]^\circ$, $x = [60-160]^\circ$.

Величина ПМХ ($2-3 \text{ мг/м}^3$) максимальна в Атлантическом секторе Антарктики на долготах ($10-50^\circ$ ю.ш.) (далее район 2), что также

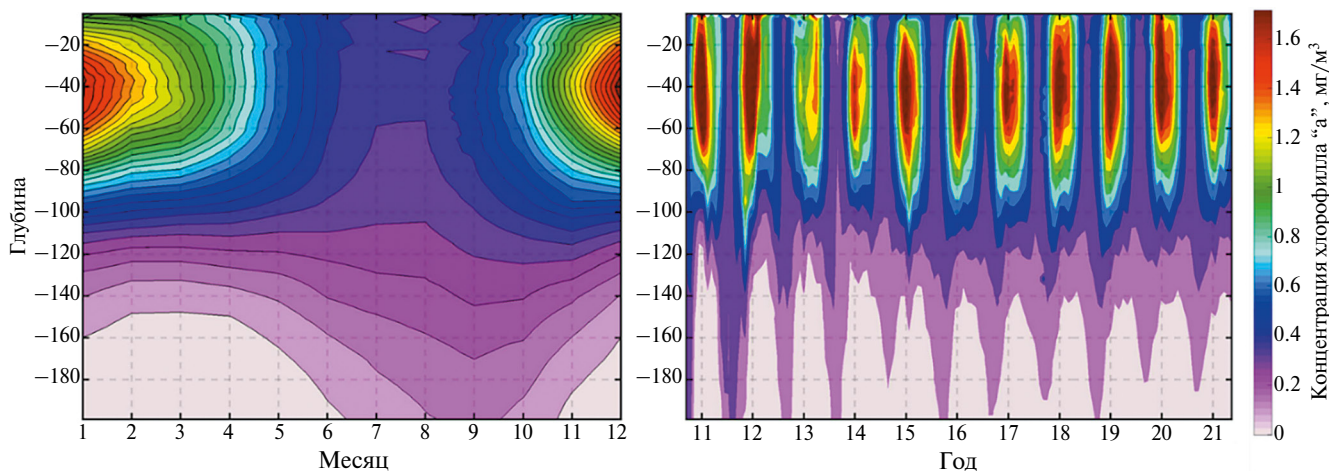


Рис. 2. Сезонная (а) и межгодовая (б) вертикальная изменчивость Chl в различные месяцы по данным буев Био-Арго в Южном океане.

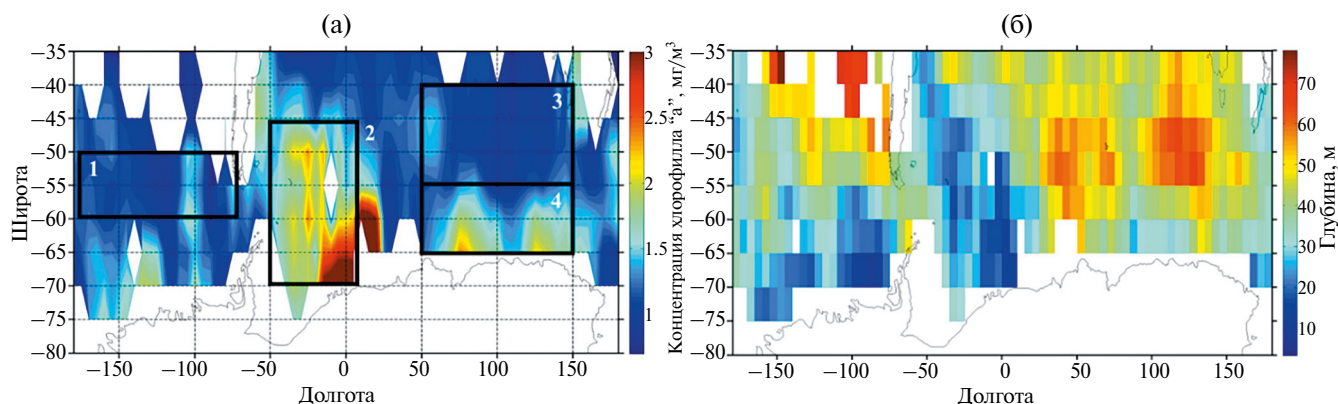


Рис. 3. Карты распределения величины ПМХ, осредненной за 2010–2018 гг. (а) и распределения средних значений глубины подповерхностного пика X_l (б). Цифрами 1–4 выделены районы с выраженным различным распределением изменчивости X_l .

соответствует зоне высоких поверхностных значений X_l по спутниковым данным [1, 22]. Наибольшие значения X_l зафиксированы в прикромочной зоне моря Уэдделла, откуда, богатые X_l воды выносятся на запад под действием антициклонического круговорота.

Еще один район с высокими значениями ПМХ находится в Индийском секторе Южного океана в прикромочной зоне (район 4 на рис. 3а). Здесь величины ПМХ несколько меньше, чем в районе 2, и составляют в среднем 1.8–2.2 мг/м³.

Наиболее бедными районами являются центральная часть Индийского и Тихоокеанского секторов Южного океана (районы 1 и 3). Величина ПМХ здесь составляет ~1 мг/м³. В этих районах относительно мало источников биогенных элементов (в частности железа), за исключением района Кергеленских островов (50° с.ш. 70° в.д.). Увеличение X_l в районе этих островов хорошо

видно на спутниковых картах, но слабее проявляются по картированным данным Био-Арго, которые имеют относительно грубое разрешение (5°).

Средние глубины ПМХ также значительно разнятся для этих районов (рис. 3б). В районах высоких величин ПМХ, наиболее высокие значения расположены ближе к поверхности (10–30 м для района 2 и 30–40 м для района 4). В относительно бедных районах 1 и 3 он расположен значительно глубже – на глубинах 40 м и 70 м соответственно. Связь между положением ПМХ и его интенсивностью, представленной на рис. 4а, показывает, что для глубин более 50 м рост продуктивности приводит к уменьшению глубины ПМХ, т.е. чем продуктивнее воды, тем ближе к поверхности находится пик X_l . Такая связь частично объясняется эффектом самозатенения – в продуктивных водах коэффициент ослабления света выше,

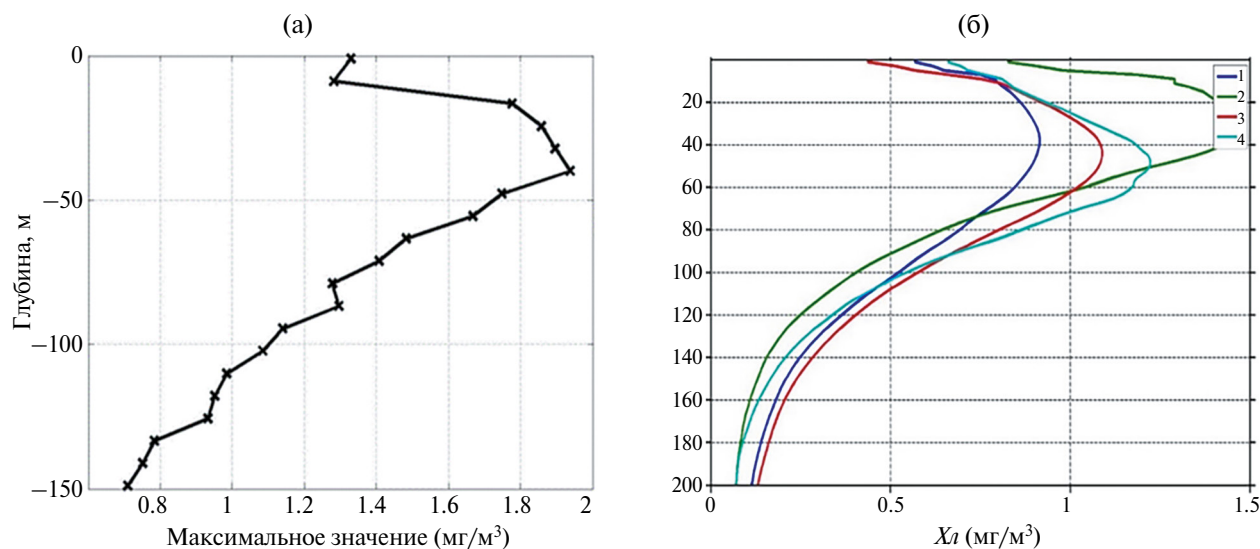


Рис. 4. Связь между глубиной ПМХ и максимальной величиной X_l в ПМХ (а); усредненный по времени вертикальный профиль X_l для выбранных районов 1–4 (б).

поэтому фотический слой, обеспеченный светом, прижат к поверхности [15].

Эти особенности также видны на средних профилях X_l , построенных для каждого района (рис. 4б). В наиболее продуктивных водах Атлантического сектора (район 2) в слое 0–70 м X_l выше, а в слое глубже 70 м ниже, чем в центральной части Тихоокеанского и Индоокеанского сектора (районы 1 и 3). Особенности профиля X_l определяют изменчивость ее пространственного распределения на разных горизонтах (рис. 5). Для анализа этих особенностей были выбраны горизонты: 10 м – поверхностный слой; 30 м – глубина пика ПХМ в атлантическом секторе; 50 м – глубина пика ПХМ в районах 1, 3 и 4; 100 м – нижняя часть ПХМ.

В верхнем слое наиболее высокие значения X_l ($1.5\text{--}3\text{ мг/м}^3$) отмечаются в Атлантическом секторе Антарктики на широтах ($10\text{--}50^\circ$ ю.ш.) (рис. 5а, б). Максимальные значения приурочены к прикромочным зонам, что, вероятно, связано с переносом богатых биогенными элементами вод от тающих льдов. В бедных районах 1 и 3 значения X_l в слое 0–30 м составляют около $0.8\text{--}1\text{ мг/м}^3$, с минимумом в центре Индоокеанского секто-

ра $0.3\text{--}0.5\text{ мг/м}^3$). Схожее, но более однородное по пространству распределение с более высокими значениями X_l отмечается на глубине 30 м (рис. 5б).

Совершенно отличное от верхних слоев распределение наблюдается в нижних слоях на глубинах 50 и 100 м (рис. 5в, г). На глубине 50 м отмечаются несколько максимумов в прикромочной зоне восточной части Атлантики, западной и восточной части Индоокеанского сектора. Также фиксируется локальный максимум в районе ряда архипелагов: Кергеленских островов, островов Южной Георгии. На глубине 100 м максимумы X_l расположены в “бедных” водах центральной части Индоокеанского и Тихоокеанского секторов, где значения X_l в 2 раза выше, чем в продуктивных районах Атлантики. Наиболее высокие величины отмечаются в районе 3 – в центре Индоокеанского сектора, где они достигают 0.75 мг/м^3 , превышая в 2 раза значения на поверхности. Таким образом, в глубинных слоях бедных районов снижение X_l в верхнем слое частично компенсируется ее ростом в нижних слоях. При этом хорошо видно, область высоких значений X_l вытянута с северо-запада на юго-восток, что повторяет структуру АЦТ.

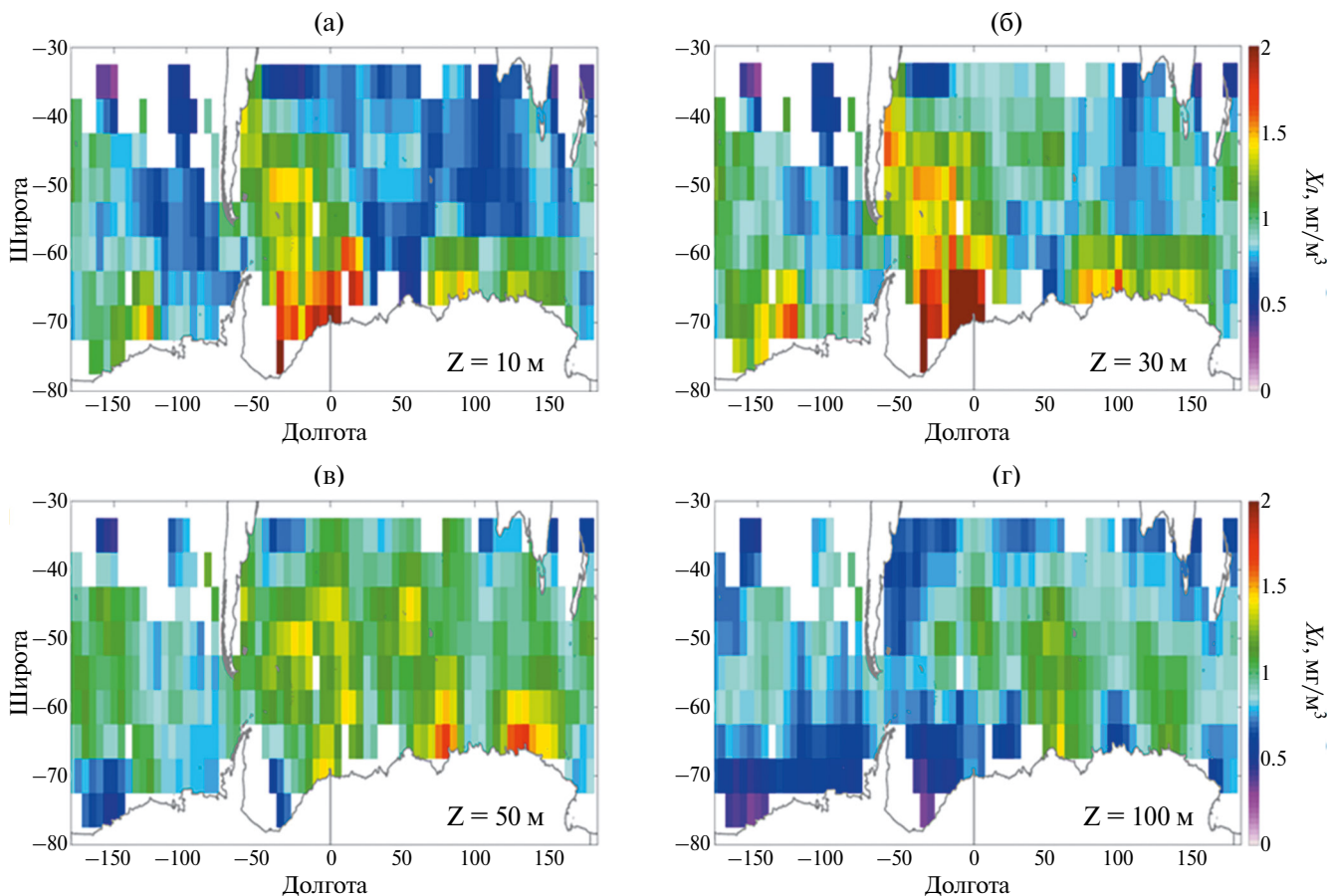


Рис. 5. Пространственное распределение X_l на глубине 10 м (а), 30 м (б), 50 м (в) и 100 м (г).

В результате X_l перераспределяется по глубине, а ее интегральные по слою значения могут быть сопоставимы в районах 1 и 4. Действительно, среднее распределение X_l в слое 0–200 м (рис. 6) достаточно сильно отличается от карты X_l в верхних слоях. Средние по слою значения распределены более равномерно. Отмечаются три максимума, которые сосредоточены в центральной части океанов: в восточной части Тихого океана, в восточной и западной части Индийского океана на широтах 45–55°. В южной (прикромочной) и северной части Антарктики эти значения ниже, чем в центральных районах. Минимальные значения отмечаются в южной части Тихоокеанского сектора и западной части Атлантики.

Сезонная изменчивость вертикального распределения X_l

На рис. 7 изображена сезонная изменчивость вертикального распределения X_l в районах 1–4 и ее аномалия от среднего профиля X_l для всего Южного океана. Отмечается схожесть сезонной динамики во всех районах. В осенний период, в сентябре–октябре, начинается рост X_l в слое 10–60 м. Цветение, в основном, продолжается вплоть до апреля, а затем X_l резко уменьшается, возможно, из-за роста толщины ВКС. Количество — изменчивость X_l заметно отличается, с более высокими значениями в районах 2 и 4. При этом в относительно богатых районах 2 и 4 X_l более резко уменьшается в летний период по сравнению с районом 3, где в это время наблюдаются значения >0.5 мг/м³.

На графике сезонного хода интегральной X_l в слое 0–200 м (рис. 8) также хорошо заметно, что в более продуктивных районах Антарктики (районы 2 и 4) амплитуды сезонного хода (0.4 мг/м³) в 2 раза выше, чем в бедных областях 1 и 3 (0.2 мг/м³). Менее резкое уменьшение X_l зимой в областях 1 и 3 частично компенсирует ее

более низкие значения летом, когда интегральные значения X_l становятся близки в этих районах (рис. 6).

Наилучшим образом эти отличия видны на диаграммах аномалий сезонного хода от среднего профиля X_l для всего Южного океана (рис. 7 — справа). В районе 1 (Тихоокеанский сектор) практически во все сезоны наблюдаются отрицательные аномалии X_l с максимальными амплитудами в верхнем 0–60 м слое, т.е. X_l ниже, чем в среднем в Южном океане. Незначительные положительные аномалии отмечаются в феврале–апреле в слое 70–120 м, поскольку подповерхностный максимум X_l здесь расположен несколько глубже.

В продуктивный летний период в районе 2 (Атлантический сектор Южного океана) фиксируются очень высокие положительные аномалии X_l . Их величина в слое 0–60 м превышает 1 мг/м³, что в два раза выше, чем в среднем. Антарктической зимой отмечаются отрицательные аномалии, положение которых заглубляется от апреля к октябрю. Схожая картина — положительные аномалии с несколько меньшими величинами в Антарктическое лето — фиксируется в южной части Индийского океана (район 4). Однако в этой зоне высокие положительные аномалии фиксируются в гораздо более протяженном слое (0–120 м).

Район 3 (центральная часть Индоокеанского сектора) имеет выраженные особенности. Пониженные значения в летний период отмечаются только в январе–марте в слое 0–60 м, где аномалии составляют -0.5 мг/м³. В то же время в этом районе в нижних слоях (60–120 м) отмечаются положительные аномалии X_l . Антарктической зимой такие же аномалии наблюдаются во всем слое 0–150 м. Таким образом, в Индоокеанском секторе распределение X_l более однородно по сезонам и по глубине (рис. 8), и имеет ненулевые значения в период низкой продуктивности, что делает его более схожим с изменчивостью X_l в субтропических областях.

Время наступления пика X_l также имеет пространственные особенности. Для расчета этой величины сезонный ход X_l был рассчитан в каждой точке массива на каждой глубине. Далее определялся месяц, соответствующий максимуму X_l (рис. 9). Характерной чертой изменчивости времени наступления сезонного пика является его более раннее наступление в низких широтах (в ноябре–декабре) и более позднее в высоких (январь–февраль). Наиболее позднее цветение фиксируется в прикромочной зоне (в феврале). Такие

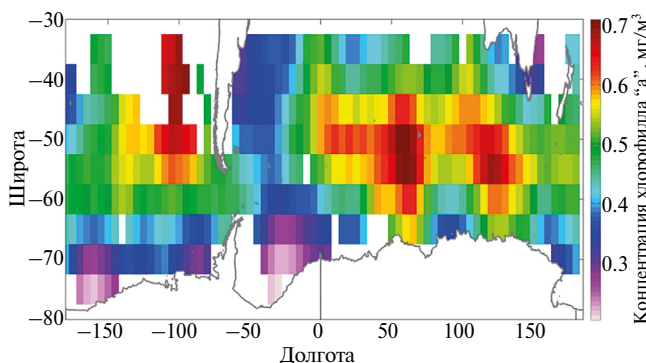


Рис. 6. Пространственное распределение средней X_l по слою 0–200 м.

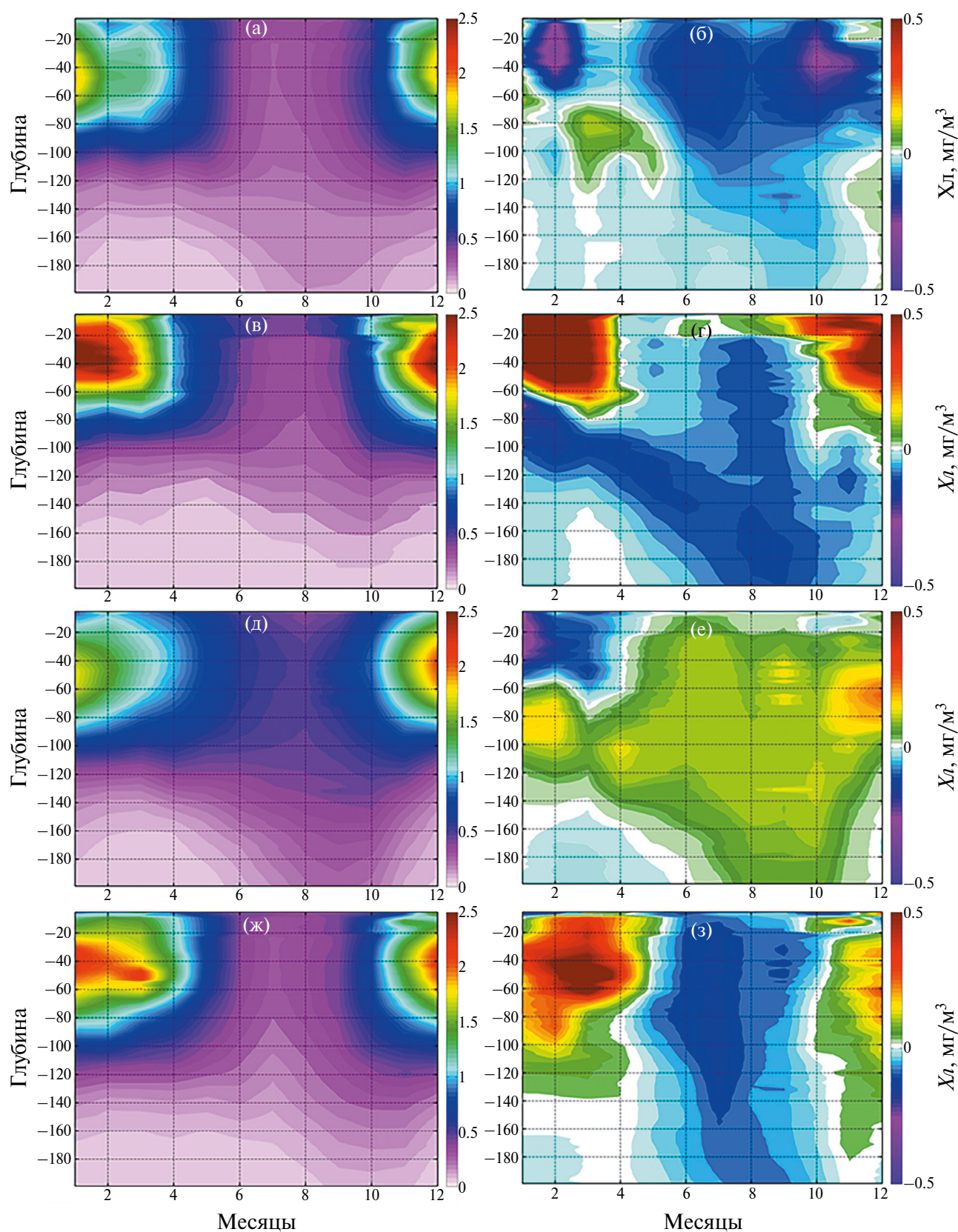


Рис. 7. Сезонная изменчивость вертикального распределения Chl (слева) и ее аномалия (справа) от среднего профиля Chl для всего Южного океана: а, б) район 1 – Тихоокеанский сектор Южного океана; в, г) район 2 – Атлантический сектор Южного океана; д, е) район 3 – центральная часть Индоокеанского сектора Южного океана; ж, з) район 4 – южная часть Индоокеанского сектора Южного океана.

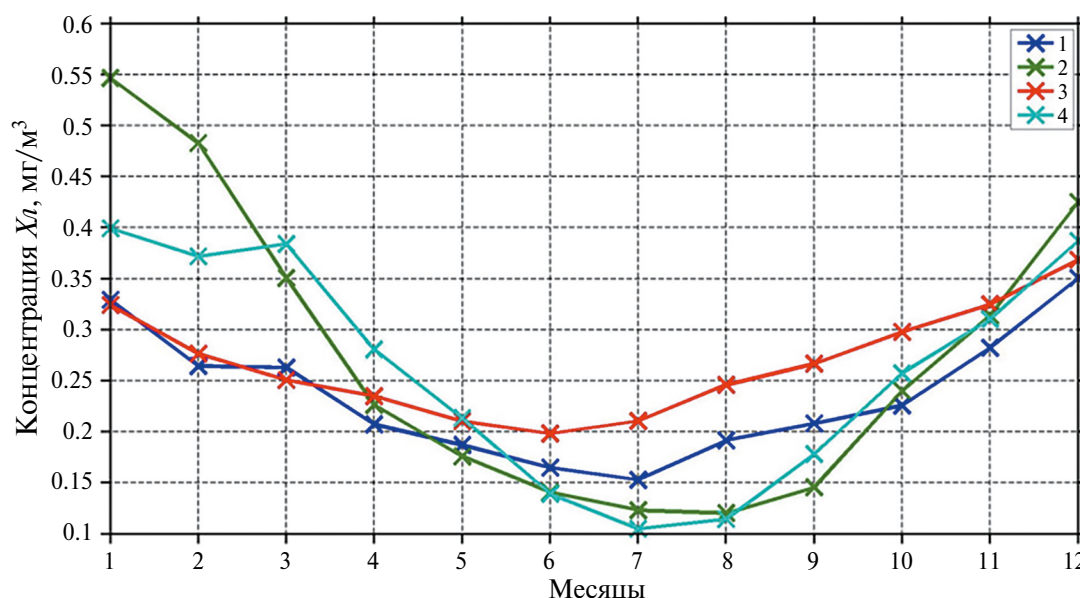


Рис. 8. Сезонная изменчивость средней X_l по слою 0–200 м в районах 1–4 Южного океана (положение районов см. на рис. 3а).

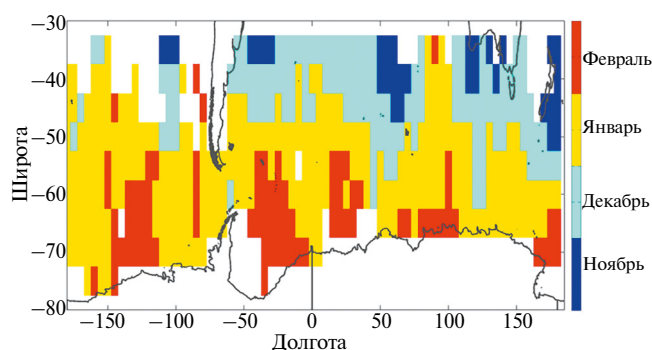


Рис. 9. Месяц наступления пика X_l на горизонте 20 м по данным буев Био-Арго.

особенности отмечались в ряде работ и по спутниковым измерениям [1, 2] и связаны с разницей во времени прогрева вод и развитием устойчивой стратификации.

Сезонная изменчивость горизонтального распределения X_l

Для оценки сезонной изменчивости горизонтального распределения анализировались карты средних значений X_l в различные сезоны. При этом в работе используются климатические сезоны, наступающие незначительно позже календарных: 1–3 месяца соответствуют Антарктическому лету, 4–6 месяцы соответствуют Антарктической осени, 7–9 месяцы соответствуют Антарктической зиме и 10–12 соответствуют Антарктической весне. Анализировались 3 горизонта: верхний слой (10 м), слой пика ПХМ (30 м) и нижняя часть ПХМ (70 м).

Глубина 10 м

На горизонте 10 м рост X_l начинается во время антарктической весны (октябрь–декабрь, рис. 10а) после абсолютного минимума, наблюдающегося в зимние месяцы (рис. 10г). Высокие значения X_l весной сосредоточены у берегов Аргентины вблизи устья реки Парана, что говорит о возможном важном влиянии поступления биогенных веществ с речными водами. Кроме того, пики отмечаются в районе пролива Дрейка, а также вблизи ряда островов, в частности, в Индоокеанском секторе в районе Кергеленских островов. Такой процесс вероятно связан с выносом биогенных элементов под влиянием адвекции, что приводит к более раннему цветению в этих зонах [1].

Наиболее продуктивным сезоном является Антарктическое лето (месяцы 1–3) (рис. 10б). В этот период зоны с наиболее высокими значениями X_l от 3 мг/м³ наблюдаются вблизи Антарктического шельфа и соответствуют районам 2 (–60–30° з.д.) и 4 (60–160° в.д.), в море Уэдделла и восточной части Индоокеанского сектора. Еще один выраженный максимум располагается в прикромочной части Тихого океана в море Амундсена (170–100° з.д.). Эти районы хорошо совпадают с зонами выноса айсбергов и шельфовых ледников от Антарктического шельфа [17]. Такое совпадение указывает, что в летний сезон процесс таяния льда является, возможно, основной причиной увеличения концентрации биогенных элементов, необходимых для развития фитопланктона в верхнем слое. В то же время

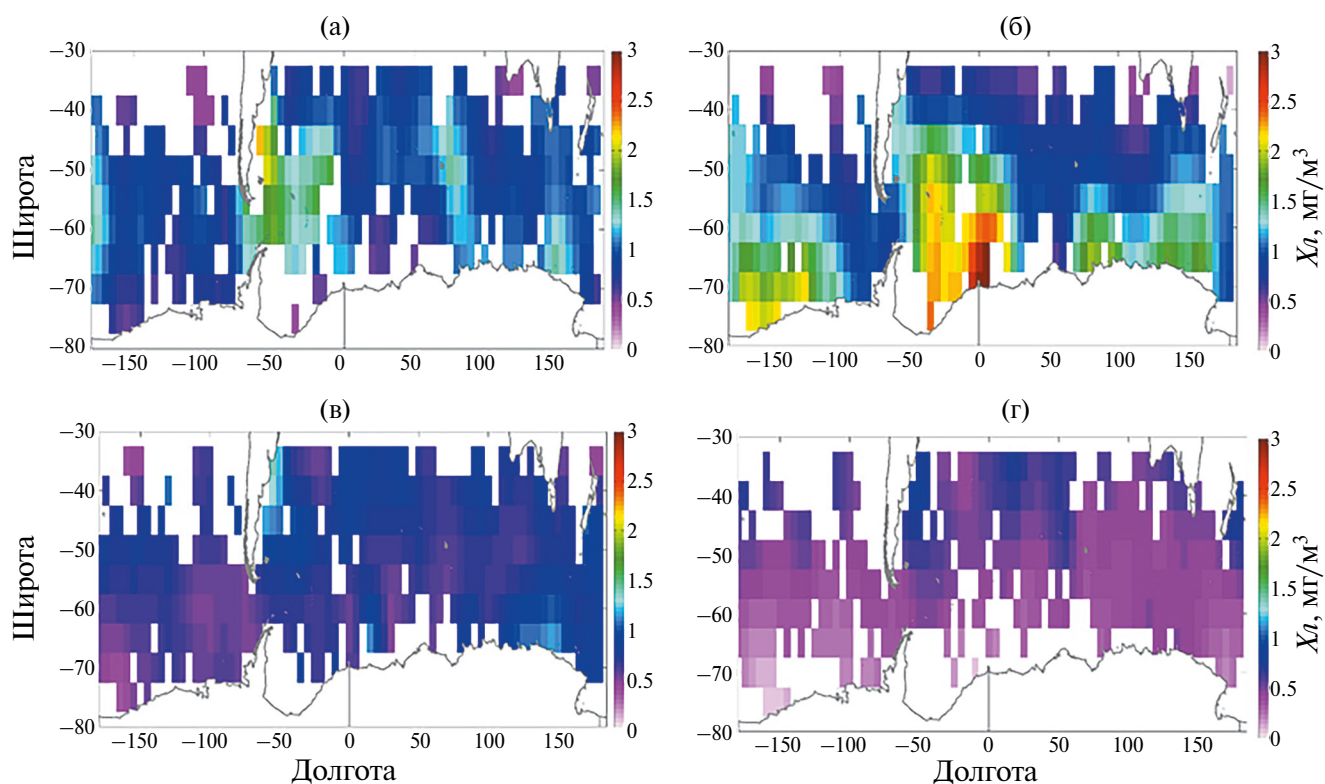


Рис. 10. Среднесезонные значения X_l на глубине 10 м: а) антарктическая весна (октябрь–декабрь); б) лето (январь–март); в) осень (апрель–июнь); г) зима (июль–сентябрь).

в северной части Индоокеанского и Тихоокеанского секторов (районы 1 и 3), которые не подвержены влиянию льдов, наблюдаются относительно низкие значения X_l (0.5–1 мг/м³).

С наступлением осени (апрель–май) (рис. 10в) средние концентрации значительно падают и эти зоны практически полностью исчезают. Несколько более высокие значения наблюдаются на Аргентинском шельфе. При наступлении Антарктической зимы (рис. 10г) X_l по всей акватории резко уменьшается до 0.4–0.6 мг/м³ с несколько более высокими значениями в северной субтропической части акватории.

Глубина 30 м

Сезонная изменчивость на горизонте 30 м имеет схожие особенности с максимумом в летний период и минимумом в зимний. Однако в весенний период (рис. 11а) пик X_l на Аргентинском шельфе значительно слабее, т.е. на этой глубине влияние стока менее выражено. Рост X_l отмечается в ряде локальных максимумов в центральной части Южного океана на широтах 40–60° в Атлантическом и Индийском секторах вблизи ряда островов. В летний период (рис. 11б) пространственная особенность еще более выражена с резкими пиками (до 4 мг/м³) в трех районах прикромочной зоны, как и на глубине 10 м.

Самая интенсивная область подповерхностного максимума находится в акватории круговорота Уэдделла со средними значениями более 3 мг/м³. С наступлением осени (рис. 11в) значения X_l резко уменьшаются до 0.5–0.7 мг/м³. Повышенные значения (1.5–2 мг/м³) фиксируются в некоторых локальных областях вблизи бровки Антарктического шельфа.

Глубина 70 м

Пространственное распределение X_l в глубинных слоях существенно отличается от распределения в верхнем слое, а сезонная изменчивость концентраций X_l , в целом, выражена слабее (рис. 12). В зимний период (июль–сентябрь) повышенные концентрации располагаются в северной части акватории, ближе к субтропическим широтам (рис. 12г).

Резкое повышение X_l наблюдается весной (рис. 12а) во всей центральной части акватории, где ее значения достигают 1 мг/м³. Зона выраженного максимума сосредоточена вблизи архипелага острова Крозе (> 2 мг/м³). В то же время в прикромочной зоне величины X_l относительно малы. Дальнейший рост X_l до значений 1–2 мг/м³ наблюдается Антарктическим летом (рис. 12в). При этом отмечается видимое смещение областей высоких концентраций на запад

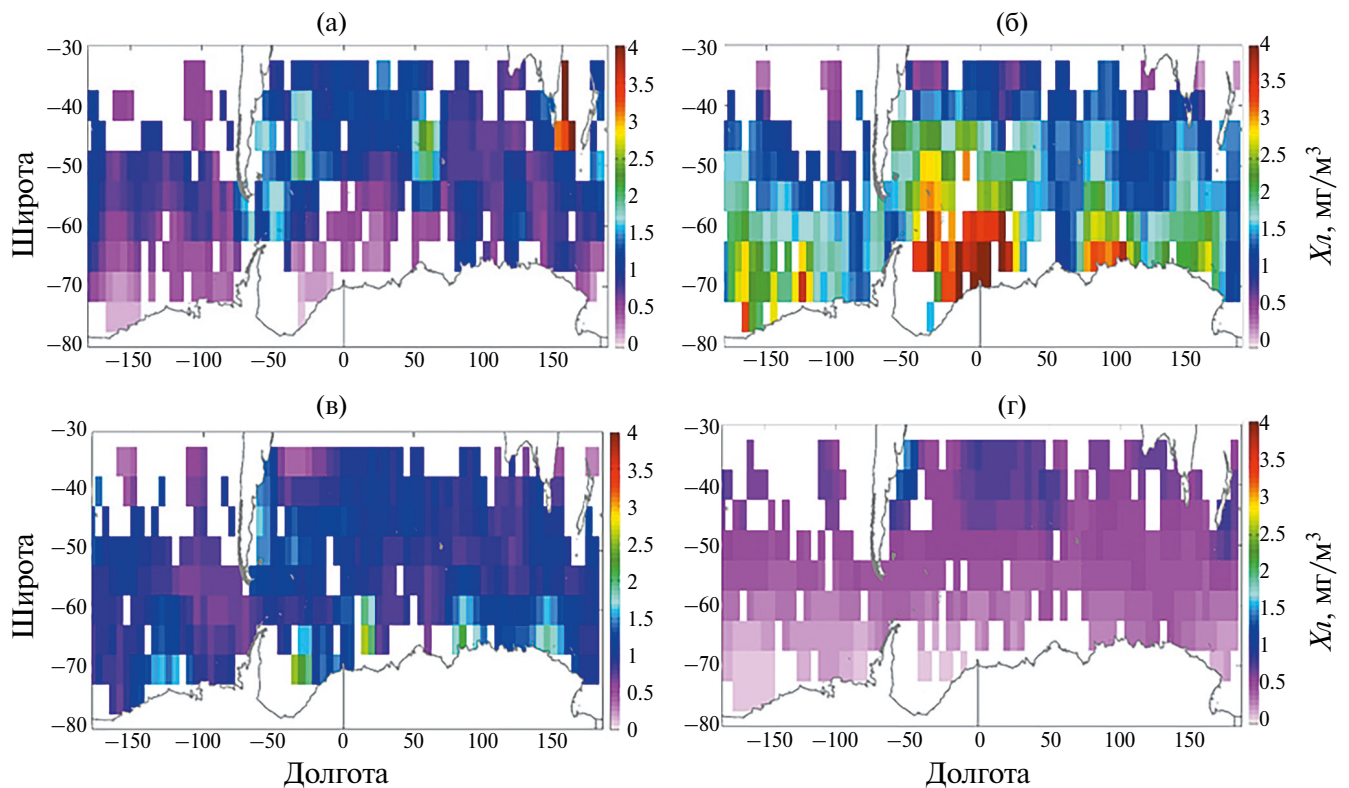


Рис. 11. Среднесезонные значения X_l на глубине 30 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).

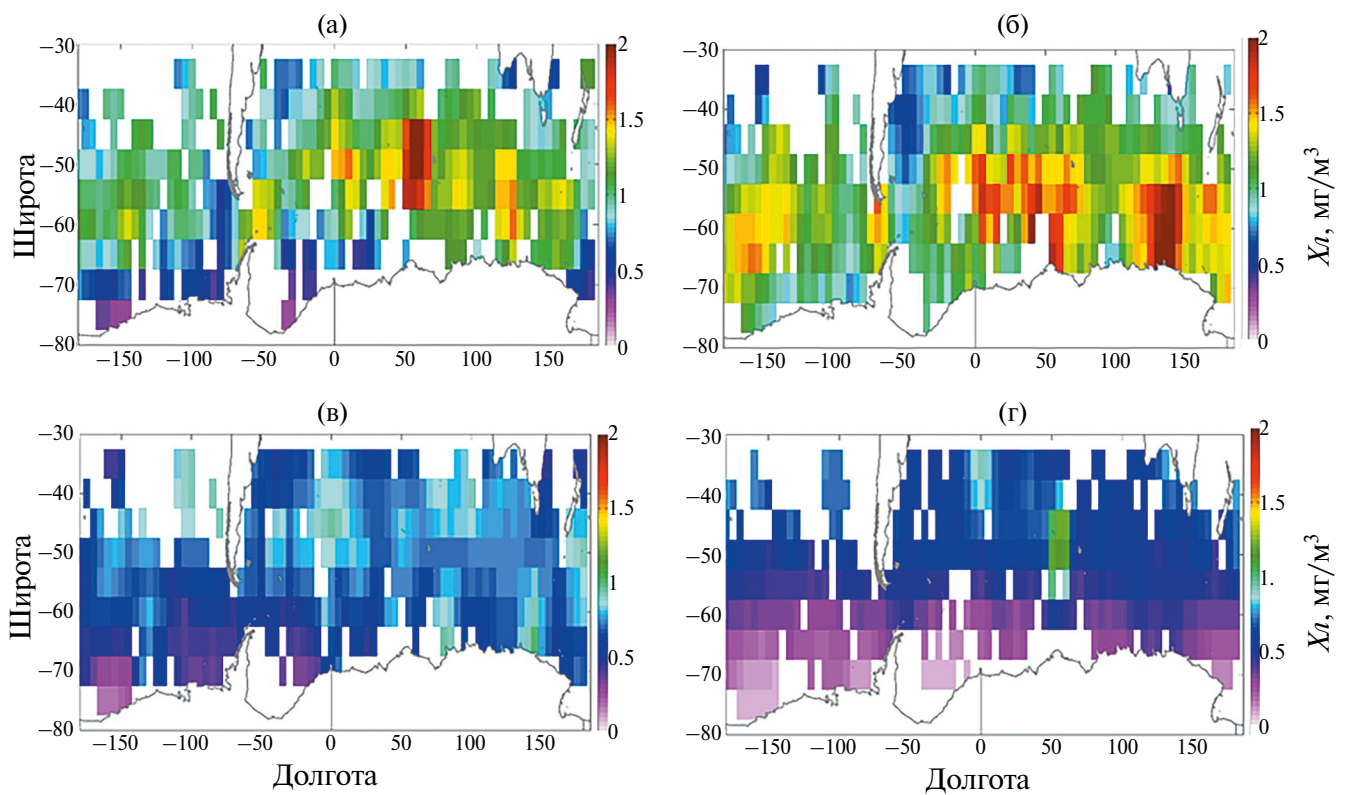


Рис. 12. Среднесезонные значения X_l на глубине 70 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).

(область 3), а также ее некоторый рост вблизи прикромочной шельфовой зоны (область 4). Области высоких значений в Атлантическом и Индоокеанском секторах вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует положению струи АЦТ. Осенью (апрель-июнь) наблюдается резкое снижение X_l с минимумом в прибрежных, покрытых льдом, зонах Тихого и Атлантического океанов (рис. 12в).

Слой 0–200 м

Для интегральной X_l в слое 0–200 м выраженный рост наблюдается весной (рис. 13а) в центральной части Южного океана между 40° и 60° ю.ш. с максимумом в районе 3, приуроченным к архипелагу островов Крозе. Пространственное распределение высоких значений X_l в осенний период схоже с пространственным распределением скорости течений. Например, в Индоокеанском секторе области с высокими значениями X_l вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует положению струи АЦТ. Максимумы X_l в Тихом океане и в районе пролива Дрейка также находятся вблизи аналогичных пиков скоростей течений (рис. 14а). При этом высокие значения X_l сосредоточены не в зонах наибольших скоростей течений, а смещены относительно них

на юг. В этом районе, справа от струи, находится зона интенсивного циклонического сдвига течений. Рис. 14б показывает, что расположение максимумов циклонической завихренности течений и карты высоких значений X_l в слое 0–200 м в весенний период достаточно хорошо совпадают, что согласуется с результатом анализа [36]. Таким образом, проведенный анализ показывает, что одной из важных причин раннего роста X_l в весенний период является динамический апвеллинг, вызванный циклоническим сдвигом АЦТ.

Возникающий крупномасштабный подъем вод, а также вертикальные движения вод в вихрях, образованных в результате бароклинной неустойчивости потока, по-видимому, выступают основной причиной роста X_l в весенний период в нижних слоях центральной части Южного океана. Восходящие движения вод способствуют вовлечению биогенных элементов в фотический слой, а также приводят к уменьшению толщины ВКС. Оба этих процесса могут играть важную роль в увеличении X_l в этих районах, особенно в глубинных слоях (ниже 50 м).

В летний период (январь-март) X_l значительно увеличивается южнее 45° ю.ш. (> 0.6 мг/м³) и достигает пиковых значений в нескольких областях вблизи прикромочной зоны. При этом

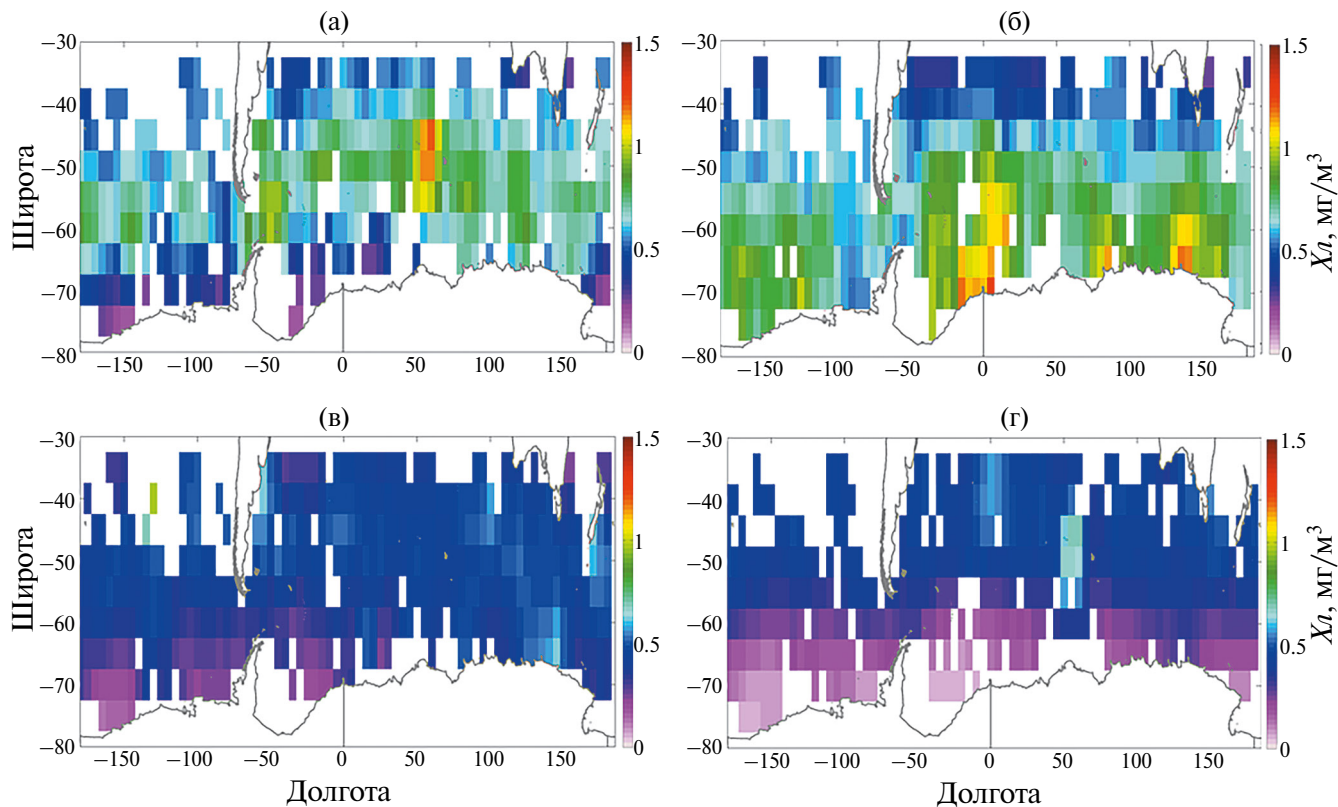


Рис. 13. Среднесезонные значения X_l в слое 0–200 м: а) антарктическая весна (октябрь–декабрь); б) лето (январь–март); в) осень (апрель–июнь); г) зима (июль–сентябрь).

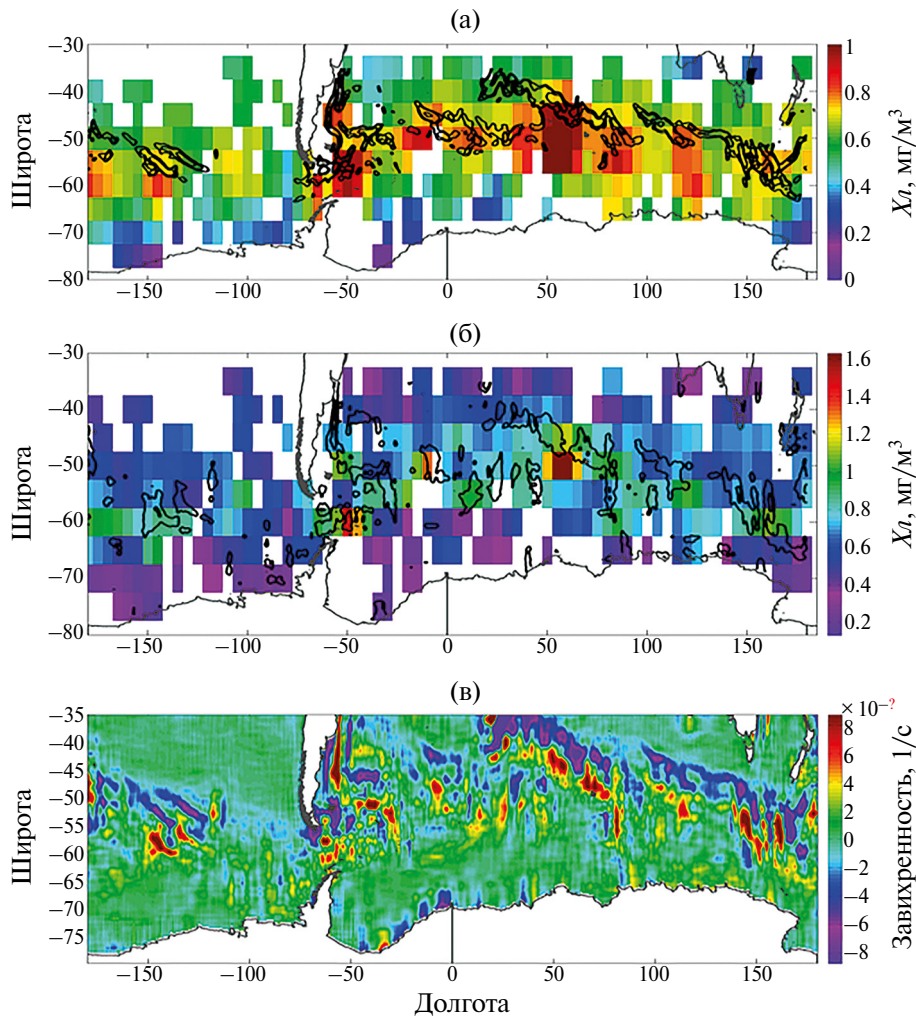


Рис. 14. Среднее распределение Chl в слое 0–200 м в весенний период с наложенными контурами пиковых скоростей течений (а) и высоких значений завихренности течений (б) по данным альтиметров; поле завихренности течений по данным альтиметрии (в).

наблюдается выраженный меридиональный градиент Chl . Он свидетельствует о наличии основного источника биогенных элементов в прикромочной зоне, при удалении от которого биопродуктивность снижается. Сопоставление этой карты с данными о движении льдов и айсбергов [17, 35] пока-

зывает, что зоны максимумов совпадают с зонами наиболее интенсивного выноса льдов (рис. 15а, в). Таким образом, перенос биогенных элементов с тальми водами является основной причиной роста биопродуктивности в летний период года. Максимумы Chl сосредоточены на периферии трех

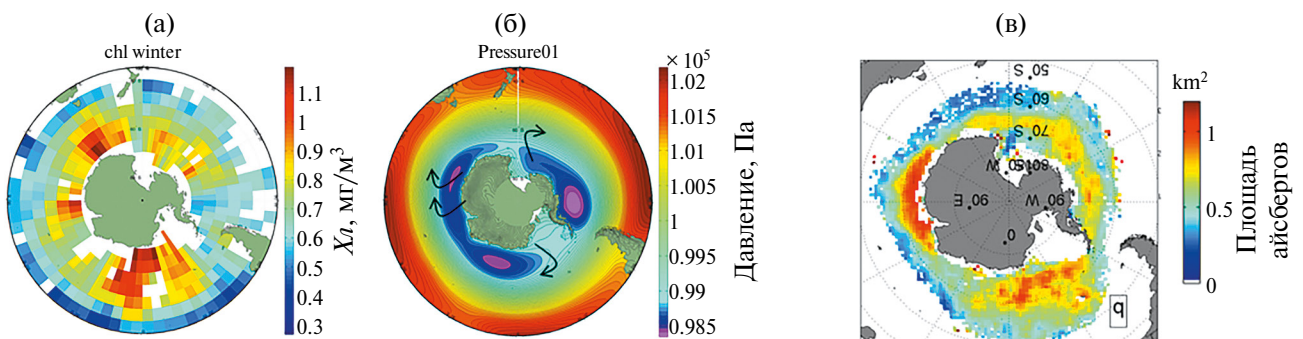


Рис. 15. Среднее распределение Chl в слое 0–200 м в зимний период (а); среднее поле давления в Южном океане в январе по данным реанализа MERRA-2 [https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/] (б); средняя площадь айсбергов по данным [34] (в). Стрелками показаны основные места выноса льда от Антарктиды.

локальных минимумов давления в Южном океане (рис. 156), которые вызывают вынос льдов от берега [17] (рис. 156).

В осенний и зимний период нехватка солнечного света приводит к резкому уменьшению средней X_l в слое 0–200 м. Минимальные значения осенью фиксируются в областях высокой концентрации льда в Тихоокеанском и Атлантическом секторе прикромочной зоны Южного океана. В зимний период низкие значения отмечаются в высоких широтах, покрытых льдом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов измерений 119 буев Био-Арго проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости вертикального распределения X_l в различных районах Южного океана. Отмечены значительные различия пространственного распределения X_l в верхнем (0–50 м) и нижнем (50–100 м) слое в разные сезоны.

В Антарктическое лето (январь–март) в верхнем 0–50 м слое высокие значения X_l наблюдаются в трех областях наиболее интенсивного выноса таящего льда от Антарктиды (море Уэдделла, море Амундсена и восточная часть Индоокеанского сектора), расположенных на западной периферии локальных минимумов давления в Южном океане. Минимальные значения X_l в слое 0–50 м в этот период отмечаются в центральных частях Тихоокеанского и Индоокеанского секторов Южного океана. Эти особенности могут указывать на определяющее влияние тающего льда, как основного источника биогенных элементов, на летнюю динамику X_l .

Антарктической весной (октябрь–декабрь) высокие значения X_l в глубинных слоях (50–100 м) сосредоточены в центральной части океана, вдали от прикромочной зоны. При этом, области высоких значений X_l повторяют структуру АЦТ и расположены на его южной периферии. Такие особенности позволяют предположить, что основной источник биогенных элементов в этом сезоне расположен в глубинных слоях и связан с вертикальным подъемом в зоне циклонического сдвига течений АЦТ в согласии с [36].

В районах с высокими значениями X_l в верхнем слое (Атлантический сектор и прикромочная зона Индоокеанского сектора), подповерхностный максимум находится ближе к поверхности (на глубинах 20–30 м), а в глубинных слоях X_l резко снижается. В этих районах наблюдаются высокие амплитуды сезонного хода, с резким пиком X_l

в летний период и уменьшением зимой. В то же время в центральной части Тихоокеанского и Индоокеанского секторов распределение X_l более равномерно по глубине и по сезонам. Подповерхностный пик заглублен (до 50–70 м), а значения X_l ниже среднего в верхнем слое и выше среднего в глубинных слоях. Кроме этого, сезонный ход средней по слою X_l значительно менее выражен. Такие особенности могут быть частично связаны с влиянием X_l на снижение освещенности (эффект “самозатенения”), а также с вышеописанными различиями в механизмах поступления биогенных элементов. Эти факторы приводят к более равномерному распределению X_l в Южном океане.

Источники финансирования. Обработка массива измерений Био-Арго выполнена при поддержке государственного задания FNNN-2024-0017, исследование влияния течений на X_l выполнено при поддержке госзадания FNNN-2024-0012, исследование изменчивости вертикального распределения X_l при поддержке гранта Российского научного фонда 21-77-10059.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакуева Я.И., Кубрякова Е.А., Кубряков А.А. Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла “а” в различных регионах Южной Атлантики по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2023. № 39(1). С. 31–51.
2. Демидов А.Б., Ведерников В.И., Шеберстов С.В. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла “а” в Атлантическом и Индийском секторах южного океана в феврале 2000 г. по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 546–558.
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Григорьев А.В. Сезонная изменчивость хлорофилла “а” на поверхности в проливе Дрейка // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 355–370.
4. Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. Меридиональная асимметричность первичного продуцирования в атлантическом секторе южного океана весной и летом. // Океанология. 2012. Т. 52(5). С. 675–675.
5. Чурин Д.А., Гулюгин С.Ю. Сезонность вертикального распределения хлорофилла а в субширотных зонах Антарктической части Атлантики по данным прямых и дистанционных наблюдений // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 92–105.
6. Arrigo K.R., Van Dijken G.L. Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108(C8). <https://doi.org/10.1029/2002JC001739>

7. Arrigo K.R., van Dijken G.L., Bushinsky S. Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. № C 8. <https://doi.org/10.1029/2007JC004551>
8. Banse K. Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: under-water irradiance, iron, or grazing? // *Progress in oceanography*. 1996. V. 37. № 3–4. P. 241–291. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(96\)00006-7](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00006-7)
9. Bowie A.R., Van Der Merwe P., Quéroué F. et al. Iron budgets for three distinct biogeochemical sites around the Kerguelen Archipelago (Southern Ocean) during the natural fertilisation study. // *KEOPS-2. Biogeosciences*. 2015. V. 12(14). P. 4421–4445. <https://doi.org/10.5194/bg-12-4421-2015>
10. Boyd P.W., Watson A.J., Law C.S. et al. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization // *Nature*. 2000. V. 407(6805). P. 695–702.
11. Carranza M.M., Gille S.T. Southern Ocean wind-driven entrainment enhances satellite chlorophyll-a through the summer // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. V. 120(1). P. 304–323.
12. De Baar H.J., Boyd P.W., Coale K.H. et al. Synthesis of iron fertilization experiments: from the iron age in the age of enlightenment // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005. V. 110(C9).
13. Deppeler S.L., Davidson A.T. Southern Ocean phytoplankton in a changing climate. // *Frontiers in Marine Science*. 2017. V. 4. P. 40. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00040>
14. Dong S., Sprintall J., Gille S.T. et al. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113(C6).
15. Falkowski P.G., Raven J.A. Aquatic photosynthesis // Princeton University Press. 2013.
16. Hense I., Bathmann U.V., Timmermann R. Plankton dynamics in frontal systems of the Southern Ocean // *Journal of Marine Systems*. 2000. Vol. 27(1–3). P. 235–252.
17. Kwok R., Pang S.S., Kacimi S. Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns, variability, and trends. *Elem Sci Anth*. 2017. Vol. 5. P. 32.
18. Llorc J., Lévy M., Sallée J.B. et al. Nonmonotonic response of primary production and export to changes in mixed-layer depth in the Southern Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46(6). P. 3368–3377.
19. Martin J.H., Fitzwater S.E., Gordon R.M. Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters // *Global Biogeochemical Cycles*. 1990. V. 4(1). P. 5–12.
20. Minas H.J., Minas M. Net community production in High nutrient-low chlorophyll waters of the tropical and Antarctic oceans-grazing vs iron hypothesis // *Oceanologica Acta*. 1992. V. 15(2). P. 145–162.
21. Mongin M.M., Abraham E.R., Trull T.W. Winter advection of iron can explain the summer phytoplankton bloom that extends 1000 km downstream of the Kerguelen Plateau in the Southern Ocean // *Journal of Marine Research*. 2009. V. 67(2). P. 225–237.
22. Moore J.K., Abbott M.R. Surface chlorophyll concentrations in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellite observations // *Journal of Marine Systems*. 2002. V. 37. № 1–3. P. 69–86. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00196-3)
23. Mulet S., Rio M.H., Etienne H. et al. The new CNES-CLS18 global mean dynamic topography. *Ocean Science*. 2021. V. 17(3). P. 789–808.
24. Prend C.J., Gille S.T., Talley L.D. et al. Physical drivers of phytoplankton bloom initiation in the Southern Ocean's Scotia Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 8. P. 5811–5826. <https://doi.org/10.1029/2019JC015162>
25. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications // *Journal of climate*. 2011. V. 24(14). P. 3624–3648.
26. Sallée J.B., Llorc J., Tagliabue A. et al. Characterization of distinct bloom phenology regimes in the Southern Ocean // *ICES Journal of Marine Science*. 2015. V. 72. № 6. P. 1985–1998. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv069>
27. Sarmiento J.L., Johnson K.S., Arteaga L.A. et al. The Southern Ocean carbon and climate observations and modeling (SOCCOM) project: A review // *Progress in Oceanography*. 2023. P. 103130.
28. Sokolov S., Rintoul S.R. On the relationship between fronts of the Antarctic Circumpolar Current and surface chlorophyll concentrations in the Southern Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. V. 112. № C7. <https://doi.org/10.1029/2006JC004072>
29. Sullivan C.W., Arrigo K.R., McClain C.R. et al. Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean // *Science*. 1993. V. 262(5141). P. 1832–1837.
30. Sverdrup H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // *J. Cons. Int. Explor. Mer*. 1953. V. 18(3). P. 287–295.
31. Tagliabue A., Bopp L., Aumont O. Evaluating the importance of atmospheric and sedimentary iron sources to Southern Ocean biogeochemistry // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36(13).
32. Tagliabue A., Mtshali T., Aumont O. et al. A global compilation of dissolved iron measurements: focus on distributions and processes in the Southern Ocean // *Biogeosciences*. 2012. V. 9(6). P. 2333–2349.
33. Taylor M.H., Losch M., Bracher A. On the drivers of phytoplankton blooms in the Antarctic marginal ice zone: A modeling approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. V. 118(1). P. 63–75.
34. Thomalla S.J., Fauchereau N., Swart S. et al. Regional scale characteristics of the seasonal cycle of chlorophyll in the Southern Ocean. // *Biogeosciences*. 2011. V. 8(10). P. 2849–2866. <https://doi.org/10.5194/bg-8-2849-2011>

35. *Tournadre J., Bouhier N., Girard-Ardhuin F. et al.* Antarctic icebergs distributions 1992–2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121(1). P. 327–349.
36. *Uchida T., Balwada D., Abernathey R. et al.* Southern Ocean phytoplankton blooms observed by biogeochemical floats // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V.124(11). P. 7328–7343.
37. *Xing J., Wei H., Guo E.J. et al.* Highly sensitive fast-response UV photodetectors based on epitaxial TiO₂ films // *Journal of Physics D: Applied Physics*. 2011. V. 44(37), P. 375104.

SPATIAL AND SEASONAL VARIABILITY OF THE VERTICAL DISTRIBUTION OF CHLOROPHYLL A CONCENTRATION IN THE SOUTHERN OCEAN FROM BIO-ARGO DATA

E. A. Kubryakova^{a, b}, Y. I. Bakueva^a, A. A. Kubryakov^{a, *}

^a *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

^b *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: arskubr@ya.ru

Measurements of 119 Bio-Argo buoys for 2010–2021 are used to study the spatial and temporal variability of the vertical distribution of chlorophyll A (Chl) concentration in various areas of the Southern Ocean. The results show that the variability of Chl is significantly influenced by two physical mechanisms of macronutrient supply, separated in time and space. In the Antarctic summer (January–March), the maximum increase in Chl is observed in three areas of intense offshore fluxes of melting ice from Antarctica (Weddell Sea, Amundsen Sea and the eastern part of the Indian Ocean sector). The greatest increase is recorded in the upper layer of 0–50m, with a maximum in the western part of the Atlantic sector of the Southern Ocean. The minimum values during this period in the upper layer are observed in the central part of the Pacific and Indian oceans. In the Antarctic spring (October–December), the maximum integral Chl values are concentrated in the cyclonic shear zone on the southern periphery of the Antarctic Circumpolar Current. The greatest increase is recorded in the 50–100 m layer, corresponding to the lower part of the subsurface Chl peak, which is presumably associated with the vertical rise of nutrients in this zone. It is also shown that in areas of the highest concentration of Chl, its subsurface maximum is situated closer to the surface, and in the deep layers Chl sharply decreases. In the central part of the oceans with relatively low Chl values in the upper layer, the subsurface peak is deeper (50–70m) and Chl values in the deep layers are higher. Here the seasonal cycle is less pronounced and Chl is more evenly distributed in depth.

Keywords: Southern Ocean, Antarctica, chlorophyll a concentration, Bio-Argo floats, subsurface Chl maximum, marginal ice blooms, ice removal, upwelling, ACC