Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа

П. А. Салюк¹, Д. И. Глуховец^{2,5}, Н. А. Липинская¹, Н. А. Моисеева³, Т. Я. Чурилова³, В. И. Пономарев¹, Е. А. Аглова^{2,5}, В. А. Артемьев², А. А. Латушкин⁴, А. Ю. Майор⁶

¹ Тихоокеанский океанологический институт имени В. И. Ильичёва ДВО РАН Владивосток, 690041, Россия E-mail: psalyuk@poi.dvo.ru

² Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия ³ Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН Севастополь, 299011, Россия

⁴ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия

⁵ Московский физико-технический институт (НИУ) Долгопрудный, 141700, Россия

⁶ Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН Владивосток, 690041, Россия

В работе представлен анализ пространственной изменчивости и вертикального распределения биооптических характеристик морской воды в зоне взаимодействия Фолклендского (Мальвинского) течения с водами Патагонского шельфа и проведена оценка влияния глубины положения максимума концентрации хлорофилла а на спектральные коэффициенты яркости моря, регистрируемые со спутника. Натурные данные для исследований получены во 2-м этапе 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» 12 и 13 января 2020 г., где вдоль 45,8° ю. ш. проведены измерения на ходу судна в проточной системе и выполнены станции в Фолклендском течении, а также на западной периферии течения над кромкой шельфа. Дополнительно использованы спутниковые данные по цвету моря, полученные с помощью радиометров MODIS-Terra и OLCI-Sentinel-3B, и данные океанографического реанализа. Показано, что в районе взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа наблюдается чередование зон поднятия и опускания вод, приводящих к изменению глубины максимума концентрации хлорофилла а, что, в свою очередь, может сказываться на вариациях коэффициентов яркости моря, регистрируемых со спутников. Установлена глубина слоя (14 м), в пределах которого положение максимума хлорофилла а оказывало значимое влияние на форму спектра и значения коэффициентов яркости моря.

Ключевые слова: хлорофилл *a*, окрашенное растворённое органическое вещество, биооптические характеристики, цвет моря, коэффициенты яркости моря, вертикальный профиль, гидрооптическое моделирование, спутниковые данные, MODIS, OLCI, Hydrolight, Фолклендское течение, Патагонский шельф

Одобрена к печати: 18.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-200-213

Введение

Фолклендское (Мальвинское) течение — одно из главных течений в Юго-Западной Атлантике, оно вносит весомый вклад в формирование зон высокой концентрации хлорофилла *a* (хл-*a*) вдоль Патагонского шельфа (Palma et al., 2004; Sabatini et al., 2004). Прохладное, богатое питательными веществами Фолклендское течение ответвляется от Антарктического циркумполярного течения и разделяется на два основных северных потока (Frey et al., 2021; Peterson, Whitworth III, 1989). Далее субантарктические поверхностные водные массы, переносимые Фолклендским течением, взаимодействуют с водами Патагонского шельфа (Arkhipkin et al., 2013), которые играют важную роль в расселении и миграции различных морских организмов в юго-западной Атлантике (Arkhipkin et al., 2010). В результате давления Фолклендского течения на склон Патагонского шельфа возникают подъёмные силы, приводящие к подъёму глубинных вод, обогащённых питательными веществами, к поверхности моря, что сопровождается увеличением численности фитопланктона (Rivas et al., 2006). На спутниковых данных по цвету моря это проявляется в образовании ярко выраженной полосы повышенной концентрации хл-*a*, простирающейся примерно от 50° ю.ш., 62° з.д. до 38° ю.ш., 56° з.д. (Romero et al., 2006).

Данные спутникового зондирования цвета моря позволяют исследовать процессы взаимодействия Фолклендского течения со склоном Патагонского шельфа и наблюдать формирование соответствующей зоны высокой концентрации хл-*a* к западу от течения (Garcia et al., 2008).

Однако в связи с тем, что в данном районе наблюдаются как зоны поднятия, так и опускания вод (Matano, Palma, 2008), стоит ожидать, что на величину спутниковых оценок концентрации x_{n-a} может оказывать влияние изменение положения слоя максимального содержания x_{n-a} , а не только изменчивость самой концентрации x_{n-a} в верхнем перемешанном слое, видимом из космоса.

Цель настоящей работы состоит в анализе пространственной изменчивости и вертикального распределения биооптических характеристик морской воды в зоне взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа и оценке влияния глубины положения максимума концентрации хл-*a* на спектральные коэффициенты яркости моря, регистрируемые со спутника.

Инструменты и методы

Данные для исследований получены во 2-м этапе 79-го рейса научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Мстислав Келдыш» (8 января – 8 февраля 2020 г.) в период с 12 по 13 января 2020 г., где вдоль 45,8° ю.ш. проведены измерения на ходу судна с помощью проточной системы и выполнено две станции: № 6576 в Фолклендском течении в светлое время суток и № 6577 на западной периферии течения на границе шельфовой зоны в ночное время. Проведены следующие виды работ.

In situ измерения вертикальных профилей на станциях

Подводные профили биооптических и гидрологических параметров получены с использованием гидрологического зонда SBE-911 (*англ.* Sea Bird Electronics Inc) (температура ($T_{\rm SBE}$), солёность ($S_{\rm SBE}$), давление), оснащённого датчиками интенсивности флуоресценции хл-*а* (f_{chl_SBE}) и мутности SeaPoint. С помощью зондирующего прозрачномера ПУМ-200 (прозрачномер универсальный малогабаритный) и датчика флуоресценции Chelsea Minitracka II (Artemiev et al., 2000) измерялись показатель ослабления света морской водой на длине волны 530 нм ($c_{\Pi YM}$ (530)), интенсивность флуоресценции хл-*a* ($f_{chl_\Pi YM}$) и дополнительно температура морской воды ($T_{\Pi YM}$). Датчики флуоресценции были калиброваны по результатам измерений концентрации хл-*a* стандартным спектрофотометрическим методом, которые выполнялись в течение всего рейса. В дальнейшем использовались результаты измерений флуоресценции хл-*a*, выраженные в величинах концентрации хл-*a* в микрограммах на литр — C_{chl_SBE} и C_{chl_PUM} соответственно.

Автоматизированные измерения в проточной системе на ходу судна

Морская вода в проточной системе прокачивалась на ходу судна с глубины 5 м и распределялась на несколько приборов. Для измерения температуры (T_{flow}) и солёности (S_{flow}) использовался термосалинограф SeaBird SBE-21, интервал между измерениями составлял 5 с.

Спектры флуоресценции хл-а измерялись с помощью лазерного гиперспектрального флуориметра, разработанного Институтом автоматики и процессов управления ДВО РАН (ИАПУ ДВО РАН) и Тихоокеанским океанологическим институтом имени В. И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) (Nagornyi et al., 2014). Длина волны возбуждающего излучения — 355 и 532 нм, спектральный диапазон регистрации — 400–800 и 560–800 нм, спектральное разрешение — 1 нм, время накопления сигнала — от 10 с, частота возбуждающих импульсов — 2 Гц, чувствительность — от 0,1 мкг/л. Из полученных измерений рассчитывались сигналы интенсивности флуоресценции хл-а (f_{chl_flow}), окрашенных растворённых органических веществ (OPOB — англ. CDOM, Colored Dissolved Organic Matter) (f_{CDOM_flow}) и фикоэритрина в единицах комбинационного рассеяния морской воды. Для дальнейшего анализа величины f_{chl_flow} были пересчитаны в концентрации хл-а (C_{chl_flow} , мкг/л) с использованием калибровки по результатам стандартных спектрофотометрических измерений. Измерения усреднялись в непересекающихся интервалах в 1 мин, что соответствует пространственному разрешению ~0,3 км при скорости судна 10 узлов.

Спутниковые измерения коэффициентов яркости моря и используемые биооптические параметры

Коэффициенты яркости моря $R_{rs \text{ MODIS}}(\lambda)$ и $R_{rs \text{ OLCI}}(\lambda)$ получены из спутниковых данных второго уровня оптических радиометров MODIS-Terra (*англ*. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (12 января 2020 г. в 13:50 UTC, размер пикселя в надире около 1 км) и OLCI-Sentinel-3B (*англ*. Ocean and Land Colour Instrument) (13 января 2020 г. в 13:07 UTC, размер пикселя в надире около 0,3 км). Данные других спутниковых радиометров за 12–13 января 2020 г. не прошли процедуру предварительной проверки на качество измерений, которая включала учёт флагов корректного срабатывания алгоритмов атмосферной коррекции и расчёта концентрации хл-*а*.

Дополнительно из данных радиометра MODIS-Terra использовались стандартные результаты определения концентрации хл-*a* с помощью эмпирического алгоритма OC3 (*англ*. Ocean Color) (O'Reilly et al., 1998) $C_{chl_MODIS_OC3}$, а также результаты применения квазианалитического алгоритма GIOP (*англ*. Generalized Inherent Optical Properties) (Werdell et al., 2013): показатель поглощения света пигментами фитопланктона на 443 нм $a_{ph_MODIS_GIOP}(443)$; показатель поглощения света OPOB в сумме с неживым взвешенным веществом на 443 нм $a_{CDM_MODIS_GIOP}(443)$; показатель рассеяния света взвешенными частицами назад на 443 нм $b_{bp_MODIS_GIOP}(443)$. В стандартной процедуре применения алгоритма GIOP используется фиксированное значение (0,018 нм⁻¹) наклона спектральной зависимости показателя поглощения света суммой OPOB и неживым взвешенным веществом ($S_{CDM_MODIS_GIOP}$).

В продуктах радиометра OLCI-Sentinel-3В для дальнейшего анализа выбран следующий набор биооптических параметров: концентрация хл-*a*, рассчитанная по эмпирическому алгоритму OC4, $C_{chl_OLCI_OC4}$ (O'Reilly, Werdell, 2019); концентрация хл-*a*, восстановленная с помощью нейросетевого алгоритма OLCI (Hieronymi et al., 2017), $C_{chl_OLCI_NN}$; показатель поглощения света OPOB и неживым взвешенным веществом на 443 нм, определённый нейросетевым алгоритмо OLCI, $a_{CDM_OLCI_NN}$ (443); общая масса взвешенных веществ, оценённая также по нейросетевому алгоритму OLCI, TSM_{OLCI_NN} (*анел*. total suspended matter concentration).

Лабораторные измерения

Для калибровки проводившихся оптических измерений выполнены определения концентрации хл-а (C_{chl_meas}) (ГОСТ 17.1.4.02-90) (Темердашев и др., 2019; Jeffrey, Humphrey, 1975) и спектральных показателей поглощения света отдельными оптически активными компонентами среды (Mueller et al., 2003): ОРОВ ($a_{CDOM_meas}(\lambda)$), взвешенными частицами ($a_{p_meas}(\lambda)$) и неживым веществом ($a_{NAP_meas}(\lambda)$, англ. nonalgal particles). Также эти данные были использованы для прямого гидрооптического моделирования. Пробы воды отбирались кассетой батометров с нескольких горизонтов в пределах освещённого слоя. Горизонты выбирались на основе измерений профиля температуры и флуоресценции хл-а. Определение показателей поглощения света ОРОВ ($a_{\text{CDOM}_meas}(\lambda)$) и взвешенным веществом ($a_{p_meas}(\lambda)$) проводилось в соответствии с работой (Boss et al., 2018). Для ОРОВ пробы морской воды фильтровались через нуклеопоровый фильтр (Sartorius, 0,2 мкм). Измерения оптической плотности полученного фильтрата выполнялись на двухлучевом спектрофотометре Lambda 35 (PerkinElmer) в кварцевых кюветах длиной 100 мм с использованием для сравнения деионизированной воды. Измерения $a_{p_meas}(\lambda)$ проводились на двулучевом спектрофотометре Lambda 35 (PerkinElmer) с интегрирующей сферой в диапазоне длин волн от 350 до 750 нм с шагом в 1 нм. Разделение $a_{p_meas}(\lambda)$ на поглощение света пигментами фитопланктона ($a_{ph_meas}(\lambda)$) и на поглощение света неживым взвешенным веществом ($a_{\text{NAP}_meas}(\lambda)$) выполнялось обесцвечиванием пигментов взвеси метанолом (Kishino et al., 1985). Значения $a_{p_meas}(\lambda)$ рассчитывались по следующей формуле:

$$a_{ph_meas}(\lambda) = a_{p_meas}(\lambda) - a_{NAP_meas}(\lambda)$$

Спектры $a_{\text{СDOM meas}}(\lambda)$ описывались экспоненциальной функцией:

$$a_{\text{CDOM}_meas}(\lambda) = a_{\text{CDOM}_meas}(443) \cdot e^{-S_{\text{CDOM}_means}(\lambda-443)},$$

где *a*_{CDOM_means}(443) — показатель поглощения света ОРОВ на 443 нм; *S*_{CDOM_means} — наклон спектральной зависимости показателя поглощения света ОРОВ.

Дополнительно определялись спектры поглощения света ОРОВ в сумме с неживым взвешенным веществом:

$$a_{\text{CDM meas}}(\lambda) = a_{\text{CDOM meas}}(\lambda) + a_{\text{NAP meas}}(\lambda).$$

Прямое гидрооптическое моделирование Hydrolight

На основе результатов измерений вертикальных профилей концентрации хл-*a*, показателей $a_{\text{CDOM_meas}}(\lambda)$ и $a_{ph_meas}(\lambda)$ проводилось прямое численное гидрооптическое моделирование спектров коэффициентов яркости моря $R_{rs model}(\lambda)$ с помощью программного обеспечения Hydrolight-Ecolight 6.0 (Mobley, 2011), в котором использовался набор моделей "*case 1*" для ст. 6576 и "*case 2*" для ст. 6577. Дополнительно рассчитывались спектры $R_{rs}(\lambda)_{model}$ для случаев с различной глубиной положения максимума концентрации хл-*a*.

Использование данных океанографического реанализа

Для анализа гидрофизических процессов в районе исследований рассчитывалось поле дивергенции (*div*) вектора скорости течения в приповерхностном слое по данным о скорости течения из двухслойного (0 и 15 м) океанографического реанализа CMEMS (*англ.* Copernicus Marine Environment Monitoring Service, портал системы Европейских центров морских прогнозов Copernicus, https://resources.marine.copernicus.eu, продукт No. MULTIOBS_GLO_ PHY_REP_015_004 (Rio et al., 2014), пространственное разрешение $0,25^{\circ}$ (~28 км) и временное — 3 ч). Значения *div* определяют области с опусканием поверхностных вод (*div* < 0) и подъёмом глубинных (*div* > 0) к поверхности. Подъём глубинных вод к нижней границе верхнего перемешанного слоя, как правило, приводит к поступлению биогенных элементов, необходимых для развития фитопланктона, а также к поднятию сезонного пикноклина и слоя максимума содержания фитопланктона.

Для оценки глубины моря использовались значения из батиметрической базы данных ETOPO1 (*англ*. Earth topography 1 arc minute) с разрешением 1 мин (~1,85 км).

Результаты и обсуждение

Пространственные поля биооптических и гидрологических характеристик

На *рис.* 1 показаны спутниковые изображения выбранных для анализа биооптических параметров, а также представлено осреднённое за сутки поле дивергенции.



Рис. 1. Поля биооптических параметров, построенные по данным спутниковых измерений радиометров MODIS-Terra за 12 января 2020 г. (*a*, *c*, *d*, *ж*) и OLCI-Sentinel-3B за 13 января 2020 г. (*б*, *в*, *e*, *з*), и поле дивергенции скорости течения в приповерхностном слое, рассчитанной по данным океанографического реанализа (*u*), в районе взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа: красный цвет — положительные значения, синий цвет — отрицательные (конвергенция вектора скорости течения). Точками обозначены ст. № 6576, выполненная в Фолклендском течении, и ст. № 6577 в районе высоких концентраций хл-*a*

Резкая граница в спутниковых значениях концентрации хл-a (см. *puc. la*, δ) наблюдается в зоне взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа (примерно по 60° з.д.). На этой же долготе видна полоса высоких положительных значений дивергенции, вызывающих или связанных с поднятием вод при смещении Фолклендского течения к склону шельфа. Рядом с полосой поднятия находятся зоны опускания вод. На спутниковых картах видна сложная картина из нескольких полос повышенной концентрации хл-a, что свидетельствует о действии сложных динамических процессов в районе. Однако оценки стандартным нейросетевым алгоритмом OLCI $Chl_{sat_OLCI_NN}$ и $a_{CDM_OLCI_NN}$ содержат множество артефактов на изображениях, не похожих на природные структуры, что говорит о некорректной работе данного алгоритма. Также нереальными выглядят оценки $a_{CDM_TERRA_GIOP}$, полученные алгоритмом GIOP, которые в зоне максимальной концентрации хл-*a* имеют близкие к нулю значения, что противоречит мировой практике морских биооптических исследований (Nelson, Siegel, 2013).

Биооптические и гидрологические характеристики вдоль судового маршрута

Для более детального анализа полученных данных дополнительно рассмотрим проточные судовые измерения, выполненные на долготном разрезе поперёк действия Фолклендского течения с выходом на Патагонский шельф. На *puc. 2a*, δ (см. с. 206) представлены диаграммы рассеяния гидрологических ($T_{flow} - S_{flow}$) и биооптических ($f_{\text{CDOM}_{flow}} - C_{chl_{flow}}$) характеристик. На *puc. 2в*, *г* долготные разрезы судовых измерений сопоставлены с интерполированными спутниковыми данными и данными океанографического реанализа, а также со значениями глубины ETOPO1.

На *рис.* 2 выделены три водные массы (цветными точками на *рис.* 2a, δ и блоками на *рис.* 2b, c): синяя зона — воды Фолклендского течения, красная — район максимальных концентраций хл-a, зелёная зона — промежуточные воды, выделенные на пике судовых измерений концентрации хл-a и барьерной возвышенности у кромки Патагонского шельфа, которые будут рассмотрены далее.

Воды Фолклендского течения (синяя зона) отличаются пониженными значениями концентрации хл-a (~0,8 мкг/л), флуоресценции ОРОВ и температуры (около 11,5 °C), но повышенными значениями солёности (~33,95 ‰).

Воды в зоне максимальной концентрации хл-*а* (красная зона) обладают максимальной температурой (более 13 °C) и находятся с западной стороны барьерной возвышенности у кромки Патагонского шельфа. При этом на диаграмме рассеяния *puc. 26* видно, что красные точки находятся выше линии регрессии, построенной по остальным точкам. Это говорит о большей величине соотношения между флуоресценцией ОРОВ и хл-*а* в водах данной зоны.

Дополнительно проанализируем значения дивергенции вдоль выделенного трека. Важно отметить, что исходное разрешение этих данных составляет ~28 км, поэтому не стоит ожидать полного соответствия положения пиков дивергенции с пиками других параметров. При этом выполненная двумерная интерполяция может частично увеличить точность определения положения максимумов. Однако последовательность положения максимумов и минимумов дивергенции должна соответствовать происходящим гидродинамическим процессам.

Правый пик дивергенции соответствует переходу из глубоководного района на склон шельфа и может быть сопоставлен с перегибами на графиках судовых измерений температуры, солёности, концентрации хл-*a* и флуоресценции ОРОВ. Это, по-видимому, обусловлено влиянием нелинейных эффектов гидродинамики стратифицированной жидкости над существенно неоднородным рельефом дна.

Далее наблюдается минимум и отрицательные значения дивергенции (зелёная зона). Несмотря на то что здесь расположен пик концентрации хл-a (по измерениям в судовой проточной системе), можно предположить, что данная зона относится к области опускания вод, а повышенные значения концентрации хл-a вызваны горизонтальным переносом фитопланктона с соседних районов. Такое предположение подтверждает анализ динамики концентрации хл-a в этом районе по результатам спутниковых и судовых измерений, выполненных в 24-часовой период с интервалом около 12 ч. На *рис. 2г* видно, что 12 января 2020 г. пик концентраций хл-a был относительно узким и высоким (данные MODIS-Terra), в ночь с 12 на 13 января 2020 г. пик понизился и расширился (судовые измерения), а затем 13 января 2020 г. пик практически исчез, а динамика концентрации хл-a в этот период представлена в виде перегиба на данных OLCI-Sentinel-3B.





Рис. 2. Данные судовых проточных измерений вдоль судового маршрута с дополнительным отображением интерполированных данных, полученных со спутников, из океанографического реанализа и батиметрической базы данных ETOPO1: *a*, *б* — гидрологическая и биооптическая диаграммы рассеяния судовых проточных измерений; *в*, *е* — сопоставление различных данных вдоль маршрута судна

Второй пик дивергенции (красная зона) хорошо совпадает с пиком максимальной концентрации хл-*a*, который наблюдается по всем результатам измерений (проточная система, спутниковые данные MODIS-Terra и OLCI-Sentinel-3B), выполненных в 24-часовой период с интервалом около 12 ч. Учитывая особенности рельефа, гидрологические и биооптические соотношения, более вероятно, что здесь наблюдается подъём вод, вызванный давлением шельфовых вод Патагонского шельфа на барьерную возвышенность на краю шельфа.

Вертикальные профили биооптических и гидрологических характеристик

Для исследования влияния глубины положения максимума концентрации хл-*а* на вариации спутниковых оценок концентрации хл-*а* использовались вертикальные профили практически синхронных измерений гидрологических и биооптических характеристик на станциях \mathbb{N} 6576 и 6577 (*puc. 3*).



Рис. 3. Вертикальные профили гидрологических и биооптических параметров на станциях № 6576 (Фолклендское течение) и 6577 (зона максимальных концентраций хл-а), полученные с помощью зондов SBE-911, ПУМ-200 и лабораторных измерений

В Фолклендском течении (станция № 6576) наблюдаются низкие значения концентрации хл-*а* и показателя поглощения света ОРОВ на 443 нм с небольшими абсолютными вариациями по глубине. По результатам измерений концентрация хл-*a* в поверхностном слое вод составляла около 0,9 мкг/л, что превышало значения, полученные погружным датчиком флуоресценции. Занижение концентрации хл-*a* в поверхностном слое при измерении погружным зондом, вероятно, связано с фотоиндуцированным тушением флуоресценции в светлое время суток.

Невысокая дискретность отбора проб на станции № 6576 не даёт возможности достоверно описать вертикальный профиль изменения хл-*а* в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) до 25 м. Однако наличие вблизи нижней границы ВКС выраженного максимума хл-*а*, полученного с помощью флуориметрического датчика, возможно, не отражает реальной ситуации. На измерения флуоресценции погружным датчиком влияет снижение удельной интенсивности флуоресценции хл-*а* (на единицу концентрации хл-*а*), связанное с уменьшением квантового выхода флуоресценции, вызванного фототушением (Моисеева и др., 2020; Wojtasiewicz et al., 2018). Бо́льшая однородность в распределении показателя ослабления света в ВКС соответствует скорее квазиоднородному распределению хл-*а* в этом слое, чем наличию выраженного максимума.

В районе максимальной концентрации хл-*a* (красная зона, ст. № 6577) сначала были проведены вертикальные измерения ПУМ-200, а через ~15 мин — измерения SBE-911, за которые судно сместилось на расстояние ~100 м. Работы на данной станции проводились ночью, поэтому влияния эффекта фототушения на вертикальные профили флуоресценции хл-*a* не было. Максимальный температурный градиент для обоих зондирований зафиксирован на глубине около 25 м. При этом отмечалась двуслойная структура BKC с небольшим температурным градиентом на глубине около 4—5 м для первого и 10—11 м для второго зондирования. В пределах всего 25-метрового слоя отмечено высокое содержание хл-*a*, а глубже BKC концентрация пигмента резко снижалась. При этом в 25-метровом слое высокой концентрации хл-*a* отмечается локальный максимум: на 10—11 м — для первого зондирования и 17—18 м для второго. Следовательно, для верхнего градиента температуры и для глубины максимума концентрации хл-*a* разница между двумя вертикальными распределениями в BKC составила 6—7 м, что свидетельствует о влиянии гидрологической структуры вод на вертикальное распределение концентрации хл-*a*. Повторное зондирование позволило выявить высокую пространственную неоднородность профилей исследуемых параметров во фронтальных водах.

Вертикальный профиль показателя поглощения света ОРОВ на 443 нм не совпадает с профилем концентрации хл-а. В верхнем 10-метровом слое наблюдается более высокое содержание ОРОВ относительно концентрации хл-а, чем на больших глубинах. Данный результат совпадает с результатом *puc. 26*, где представлена диаграмма рассеяния биооптических характеристик и красные точки имеют повышенные значения флуоресценции ОРОВ относительно единой линейной регрессии.

Определение глубины значимого влияния положения максимума концентрации хл-а на спектры коэффициентов яркости моря

Представленные выше результаты (см. *рис. 3*) свидетельствуют об изменении глубины положения максимума концентрации хл-*a* от 10 до 18 м. Для того чтобы оценить глубину слоя, в пределах которого изменение глубины положения максимальной концентрации хл-*a* будет значимо влиять на коэффициенты яркости моря (и форму их спектра), было проведено прямое численное моделирование спектров коэффициентов яркости моря $R_{rs}(\lambda)_{model}$, где в качестве входных данных использовались C_{chl_SBE} , $a_{ph_meas}(\lambda)$ и $a_{CDM_meas}(\lambda)$. Результаты представлены на *рис. 4* (см. с. 209).

Для проверки качества работы прямого численного моделирования выполнено сравнение с результатами реальных измерений $R_{rs\,TERRA}(\lambda)$, проведённых радиометром MODIS-Terra над станциями № 6576 и 6577 (см. *рис. 4a*). Видно, что в пределах 20–25 % спектры совпадают, что считается хорошим результатом для такого рода сопоставлений (Chang et al., 2007). Следовательно, можно считать, что набор моделей Hydrolight и используемые входные данные обладают достаточной достоверностью, чтобы сымитировать подъём максимума концентрации хл-*a* ближе к поверхности.

Результаты такой имитации представлены на *рис. 46*. Вертикальный профиль концентрации хл-*а* SBE-911 без изменений формы поднимался к поверхности и использовался в качестве входных параметров в программе Hydrolight. Начиная с 14-метровой глубины положения максимума хл-*а* значения коэффициентов яркости моря стали увеличиваться в диапазоне 500—570 нм, что связано с преобладающим влиянием показателя рассеяния света взвешенными частицами назад, и уменьшаться в диапазоне 400—440 нм, что вызвано преобладающим влиянием показателя поглощения света пигментами фитопланктона. Отношение $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$, которое обратно пропорционально концентрации хл-*a* (O'Reilly et al., 1998), по мере подъёма слоя максимума хл-*a* уменьшалось, что подтверждает соответствующее увеличение спутниковых оценок концентрации хл-*a*.



Рис. 4. Результаты прямого численного моделирования коэффициентов яркости моря $R_{rs}(\lambda)$: *a* — сравнение с реальными измерениями спутникового радиометра MODIS-Terra; δ — моделирование спектра $R_{rs}(\lambda)_{model}$ в зависимости от изменения глубины залегания максимума концентрации хл-*a*

Заключение

Таким образом, показано, что в районе взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа наблюдается чередование зон поднятия и опускания вод, приводящее к изменению глубины максимума концентрации хл-*a*, что, в свою очередь, может сказываться на вариациях коэффициентов яркости моря, регистрируемых со спутников. Установлена глубина слоя (14 м), в пределах которого положение максимума хл-*a* оказывало значимое влияние на форму спектра и значения коэффициентов яркости моря. То есть в районе исследований вариации спутниковых оценок концентрации хл-*a* вызваны не только биологическими причинами, но и гидродинамическими процессами.

Для представленного анализа в качестве спутниковых оценок стоит использовать только результаты расчёта концентрации хл-*а* по эмпирическим алгоритмам вида OCx или значения коэффициентов яркости моря на отдельных длинах волн либо их отношения. Более сложные подходы, такие как квазианалитический алгоритм GIOP или нейронная сеть OLCI, дают менее корректные оценки за счёт сбоев, вызванных непостоянством соотношений вкладов оптически активных компонентов в цвет моря. Изменчивость соотношений связана с неоднородностью верхнего слоя вод, подъёмом придонных веществ к поверхности моря, а также с наличием мелкомасштабных горизонтальных неоднородностей, сравнимых с размерами пикселей спутниковых изображений.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий ТОИ ДВО РАН № АААА-А19-119122390017-4, Института океанологии имени П.П.Ширшова РАН (ИО РАН) № 0128-2021-0001, Института биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН (ИнБЮМ РАН) № АААА-А19-119100290162-0, Морского гидрофизического института РАН (МГИ РАН) № 0555-2019-0003, ИАПУ РАН № 121021600267-6. Обработка и анализ полученных проб морской воды выполнена в рамках госзадания ИнБЮМ РАН № 121040100327-3.

Обработка данных спутниковых сканеров цвета моря осуществлена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-10059). Грант предоставлен через ИО РАН.

Литература

- 1. *Моисеева Н.А., Чурилова Т.Я., Ефимова Т.В., Маторин Д. Н.* Коррекция тушения флуоресценции хлорофилла *а* в верхнем перемешанном слое моря: разработка алгоритма // Мор. гидрофиз. журн. 2020. Т. 36. № 1(211). С. 66–74.
- 2. *Темердашев З.А., Павленко Л.Ф., Ермакова Я.С., Корпакова И.Г., Елецкий Б.Д.*, Экстракционнофлуориметрическое определение хлорофилла «а» в природных водах // Аналитика и контроль. 2019. Т. 23. № 3. С. 323–333.
- Arkhipkin A. I., Brickle P., Laptikhovsky V. V. The use of island water dynamics by spawning red cod, Salilota australis (Pisces: Moridae) on the Patagonian Shelf (Southwest Atlantic) // Fisheries Research. 2010. V. 105. No. 3. P. 156–162.
- 4. *Arkhipkin A. I., Brickle P., Laptikhovsky V.V.* Links between marine fauna and oceanic fronts on the Patagonian Shelf and Slope. Arquipelago // Life and Marine Sciences. 2013. V. 30. P. 19–37.
- 5. Artemiev V.A., Burenkov V.I., Woznyak S.V., Grigoriev A.V., Daretsky M., Demidov A., Kopelevich O.V., Frantsuzov O.N., Khrapko A.N. Sea-truth measurements of ocean color: field studies in the Black and Aegean Seas // Oceanology. 2000. V. 40. No. 2. P. 177–182.
- Boss E., D'Sa E.J., Freeman S., Fry E., Mueller J.L., Pegau S., Rick A.R., Roesler C., Rottgers R., Stramski D., Twardowski M., Ronald J., Zaneveld V. Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. IOCCG Protocol Series. V. 1: Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v1.0) / eds. Neeley A. R., Mannino A. Dartmouth, Canada: IOCCG, 2018. 78 p.
- 7. *Chang G., Barnard A., Zaneveld J. R. V.* Optical closure in a complex coastal environment: particle effects // Applied Optics. 2007. V. 46. No. 31. P. 7679–7692.
- 8. Frey D. I., Krechik V.A., Fofanov D. V., Morozov E. G., Silvestrova K. P., Tarakanov R. Y., Gladyshev S. V., *Piola A. R.* Direct measurements of the Malvinas current velocity structure // J. Geophysical Research: Oceans. 2021. V. 126. No. 4. Art. No. e2020JC016727.
- Garcia V. M. T., Garcia C. A. E., Mata M. M., Pollery R. C., Piola A. R., Signorini S. R., McClain C. R., Iglesias-Rodriguez D. M. Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelf-break in spring // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2008. V. 55. No. 9. P. 1150–1166.
- 10. *Hieronymi M., Müller D., Doerffer R.* The OLCI Neural Network Swarm (ONNS): a bio-geo-optical algorithm for open ocean and coastal waters // Frontiers in Marine Science. 2017. V. 4. Art. No. 140.
- 11. *Jeffrey S. W., Humphrey G. F.* New spectrometric equations for determining chlorophylls a, b, c1, c2 in algae, phytoplankton and higher plants // Biochemie und Physiologie der Pflanzen. 1975. V. 167. P. 191–194.
- 12. *Kishino M., Takahashi N., Okami N., Ichimura S.* Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea // Bull. Marine Science. 1985. V. 37. P. 634–642.
- 13. *Matano R. P., Palma E. D.* The upwelling of downwelling currents // J. Physical Oceanography. 2008. V. 38. P. 2482–2500.
- 14. *Mobley C. D.* Fast light calculations for ocean ecosystem and inverse models // Optics Express. 2011. V. 19. No. 20. P. 18927–18944.
- Mueller J., Morel A., Frouin R., Davis C., Arnone R., Carder K., Lee Z. P., Steward R. G., Hooker S., Mobley C., Mclean S., Holben B., Miller M., Pietras C., Knobelspiesse K., Fargion G., Porter J., Voss K. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation // Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols. 2003. V. 3. Iss. 4. 78 p.
- 16. *Nagornyi I. G., Salyuk P.A., Maior A. Y., Doroshenkov I. M.* A mobile complex for on-line studying water areas and surface atmosphere // Instruments and Experimental Techniques. 2014. V. 57. No. 1. P. 68–71.
- 17. *Nelson N., Siegel D.* The global distribution and dynamics of chromophoric dissolved organic matter // Annu. Review of Marine Science. 2013. No. 5. P. 447–476.
- 18. O'Reilly J. E., Werdell P.J. Chlorophyll algorithms for ocean color sensors OC4, OC5 and OC6 // Remote Sensing of Environment. 2019. V. 229. P. 32–47.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G., Siegel D. A., Carder K. L., Garver S. A., Kahru M., McClain C. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // J. Geophysical Research: Oceans. 1998. V. 103. No. C11. P. 24937–24953.
- Palma E. D., Matano R. P., Piola A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: barotropic response to tidal and wind forcing // J. Geophysical Research. 2004. V. 109. Art. No. C08014. 17 p. DOI: 10.1029/2004JC002315.

- 21. *Peterson R. G., Whitworth III T.* The Subantarctic and Polar fronts in relation to deep water masses through the Southwestern Atlantic // J. Geophysical Research. 1989. V. 94. P. 10817–10838.
- 22. *Rio M. H., Mulet S., Picot N.* Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41. No. 24. P. 8918–8925.
- 23. *Rivas A. L., Dogliotti A. I., Gagliardini D. A.* Seasonal variability in satellite-measured surface chlorophyll in the Patagonian Shelf // Continental Shelf Research. 2006. V. 26. No. 6. P. 703–720.
- 24. *Romero S. I., Piola A. R., Charo M., Garcia C. A. E.* Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data // J. Geophysical Research. 2006. V. 111. Art. No. C05021. 11 p. DOI: 10.1029/2005JC003244.
- 25. *Sabatini M.*, *Reta R.*, *Matano R*. Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer // Continental Shelf Research. 2004. V. 24. No. 12. P. 1359–1373.
- Werdell P., Franz B., Bailey S., Feldman G., Boss E., Brando V., Dowell M., Hirata T., Lavender S., Lee Z., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T., Smyth T., Antoine D., Devred E., d'Andon O., Mangin A. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. V. 52. No. 10. P. 2019–2037.
- 27. Wojtasiewicz B., Hardman-Mountford N., Antoine D., Dufois F., Slawinski D., Trull T. Use of bio-optical profiling float data in validation of ocean colour satellite products in a remote ocean region // Remote Sensing of Environment. 2018. V. 209. P. 275–290.

Variability of the sea surface bio-optical characteristics in the region of Falkland Current and Patagonian shelf

P.A. Salyuk¹, D. I. Glukhovets^{2,5}, N.A. Lipinskaya¹, N.A. Moiseeva³, T. Ya. Churilova³, V. I. Ponomarev¹, E. A. Aglova^{2,5}, V.A. Artemiev², A. A. Latushkin⁴, A. Yu. Major⁶

¹ Il'yichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia E-mail: psalyuk@poi.dvo.ru

 ² Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia
³ A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas RAS Sevastopol 299011, Russia

⁴ Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
⁵ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny 141700, Russia
⁶ Institute for Automation and Control Processes FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia

The paper presents an analysis of the spatial variability and vertical distribution of bio-optical parameters of seawater in the zone of interaction of the Falkland (Malvinas) Current with the waters of the Patagonian shelf. In addition, an assessment of the influence of the chlorophyll *a* maximum concentration depth on the satellite remote sensing reflectance is shown. Field data were obtained during the 79th cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh on January 12 and 13, 2020. Underway flow-through measurements and stations were carried out across the Falkland Current (along 45.8S). Additionally, ocean color satellite data obtained with the MODIS-Terra and OLCI Sentinel-3B radiometers and oceanographic reanalysis data were used. It is shown that in the region of interaction of the Falkland Current with the Patagonian shelf, there is an alternation of zones of upwelling and downwelling, leading to a change in the chlorophyll *a* maximum concentration depth, which in turn can affect the variations in the satellite remote sensing reflectance. The upper layer depth, where the position of the chlorophyll *a* maximum had a significant effect on the shape of the spectrum and the values of the sea remote sensing reflectance, was estimated as 14 m.

Keywords: chlorophyll *a*, colored dissolved organic matter, bio-optical characteristics, sea color, sea brightness coefficients, vertical profile, hydro-optical modeling, satellite data, MODIS, OLCI, Hydrolight, Falkland Current, Patagonian shelf

Accepted: 18.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-200-213

References

- 1. Moiseeva N.A., Churilova T.Ya., Efimova T.V., Matorin D.N., Correction of the Chlorophyll a Fluorescence Quenching in the Sea Upper Mixed Layer: Development of the Algorithm, *Physical Oceanography*, 2020, Vol. 27, No. 1, pp. 60–68.
- Temerdashev Z. A., Pavlenko L. F., Ermakova Ya. S., Korpakova I. G., Eletskiy B. D., Extraction-fluorimetric determination of chlorophyll "a" in natural waters, *Analytics and Control*, 2019, Vol. 23, No. 3, pp. 323– 333 (in Russian).
- 3. Arkhipkin A. I., Brickle P., Laptikhovsky V.V., The use of island water dynamics by spawning red cod, Salilota australis (Pisces: Moridae) on the Patagonian Shelf (Southwest Atlantic), *Fisheries Research*, 2010, Vol. 105, No. 3, pp. 156–162.
- 4. Arkhipkin A. I., Brickle P., Laptikhovsky V.V., Links between marine fauna and oceanic fronts on the Patagonian Shelf and Slope. Arquipelago, *Life and Marine Sciences*, 2013, Vol. 30, pp. 19–37.
- 5. Artemiev V.A., Burenkov V.I., Woznyak S.V., Grigoriev A.V., Daretsky M., Demidov A., Kopelevich O.V., Frantsuzov O.N., Khrapko A.N., Sea-truth measurements of ocean color: field studies in the Black and Aegean Seas, *Oceanology*, 2000, Vol. 40, No. 2, pp. 177–182.
- Boss E., D'Sa E. J., Freeman S., Fry E., Mueller J. L., Pegau S., Rick A. R., Roesler C., Rottgers R., Stramski D., Twardowski M., Ronald J., Zaneveld V., Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. IOCCG Protocol Series, Vol. 1: Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v1.0), Neeley A. R., Mannino A., Dartmouth (eds.), Dartmouth, Canada: IOCCG, 2018, 78 p.
- 7. Chang G., Barnard A., Zaneveld J. R. V., Optical closure in a complex coastal environment: particle effects, *Applied Optics*, 2007, Vol. 46. No. 31, pp. 7679–7692.
- 8. Frey D. I., Krechik V.A., Fofanov D.V., Morozov E.G., Silvestrova K. P., Tarakanov R.Y., Gladyshev S.V., Piola A. R., Direct measurements of the Malvinas current velocity structure, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2021, Vol. 126, No. 4, Art. No. e2020JC016727.
- Garcia V. M. T., Garcia C. A. E., Mata M. M., Pollery R. C., Piola A. R., Signorini S. R., McClain C. R., Iglesias-Rodriguez D. M., Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelf-break in spring, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2008, Vol. 55, No. 9, pp. 1150–1166.
- 10. Hieronymi M., Müller D., Doerffer R., The OLCI Neural Network Swarm (ONNS): a bio-geo-optical algorithm for open ocean and coastal waters, *Frontiers in Marine Science*, 2017, Vol. 4, Art. No. 140.
- 11. Jeffrey S. W., Humphrey G. F., New spectrometric equations for determining chlorophylls a, b, c1, c2 in algae, phytoplankton and higher plants, *Biochemie und Physiologie der Pflanzen*, 1975, Vol. 167, pp. 191–194.
- 12. Kishino M., Takahashi N., Okami N., Ichimura S., Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea, *Bull. Marine Science*, 1985, Vol. 37, pp. 634–642.
- 13. Matano R. P., Palma E. D., The upwelling of downwelling currents, *J. Physical Oceanography*, 2008, Vol. 38, pp. 2482–2500.
- 14. Mobley C. D., Fast light calculations for ocean ecosystem and inverse models, *Optics Express*, 2011, Vol. 19, No. 20, pp. 18927–18944.
- 15. Mueller J., Morel A., Frouin R., Davis C., Arnone R., Carder K., Lee Z. P., Steward R. G., Hooker S., Mobley C., Mclean S., Holben B., Miller M., Pietras C., Knobelspiesse K., Fargion G., Porter J., Voss K., Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, *Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols*, 2003, Vol. 3, Issue 4, 78 p.
- 16. Nagornyi I. G., Salyuk P.A., Maior A.Y., Doroshenkov I. M., A mobile complex for on-line studying water areas and surface atmosphere, *Instruments and Experimental Techniques*, 2014, Vol. 57, No. 1, pp. 68–71.
- 17. Nelson N., Siegel D., The global distribution and dynamics of chromophoric dissolved organic matter, *Annu. Review of Marine Science*, 2013, No. 5, pp. 447–476.
- 18. O'Reilly J. E., Werdell P. J., Chlorophyll algorithms for ocean color sensors OC4, OC5 and OC6, *Remote Sensing of Environment*, 2019, Vol. 229, pp. 32–47.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G., Siegel D. A., Carder K. L., Garver S. A., Kahru M., McClain C., Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1998, Vol. 103, No. C11, pp. 24937–24953.

- Palma E. D., Matano R. P., Piola A. R., A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: barotropic response to tidal and wind forcing, *J. Geophysical Research*, 2004, Vol. 109, Art. No. C08014, 17 p., DOI: 10.1029/2004JC002315.
- 21. Peterson R.G., Whitworth III T., The Subantarctic and Polar fronts in relation to deep water masses through the Southwestern Atlantic, *J. Geophysical Research*, 1989, Vol. 94, pp. 10817–10838.
- 22. Rio M. H., Mulet S., Picot N., Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents, *Geophysical Research Letters*, 2014, Vol. 41, No. 24, pp. 8918–8925.
- 23. Rivas A. L., Dogliotti A. I., Gagliardini D. A., Seasonal variability in satellite-measured surface chlorophyll in the Patagonian Shelf, *Continental Shelf Research*, 2006, Vol. 26, No. 6, pp. 703–720.
- 24. Romero S. I., Piola A. R., Charo M., Garcia C. A. E., Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data, *J. Geophysical Research*, 2006, Vol. 111, Art. No. C05021, 11 p., DOI: 10.1029/2005JC003244.
- 25. Sabatini M., Reta R., Matano R., Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer, *Continental Shelf Research*, 2004, Vol. 24, No. 12, pp. 1359–1373.
- Werdell P., Franz B., Bailey S., Feldman G., Boss E., Brando V., Dowell M., Hirata T., Lavender S., Lee Z., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T., Smyth T., Antoine D., Devred E., d'Andon O., Mangin A., Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties, *Applied Optics*, 2013, Vol. 52, No. 10, pp. 2019–2037.
- 27. Wojtasiewicz B., Hardman-Mountford N., Antoine D., Dufois F., Slawinski D., Trull T., Use of bio-optical profiling float data in validation of ocean colour satellite products in a remote ocean region, *Remote Sensing of Environment*, 2018, Vol. 209, pp. 275–290.