

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

РАЗРАБОТКА ЭМПИРИЧЕСКИХ АЛГОРИТМОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ  
КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-А И ОКРАШЕННЫХ РАСТВОРЕННЫХ  
ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ДЛЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ  
ИЗ ДИСТАНЦИОННЫХ ДАННЫХ ПО ЦВЕТУ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2013 г. П. А. Салюк<sup>1</sup>, И. Е. Стёпочкин<sup>2</sup>, И. А. Голик<sup>1</sup>, О. А. Букин<sup>3</sup>,  
А. Н. Павлов<sup>3</sup>, А. И. Алексанин<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

<sup>2</sup>Морской государственный университет им. адмирала Г.И. Невельского, Владивосток

<sup>3</sup>Институт автоматизируемых процессов управления ДВО РАН, Владивосток

<sup>4</sup>Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования  
Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

\*E-mail: psalyuk@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 19.04.2012 г.

Рассмотрены методы эмпирического определения концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ (ОРОВ) из гиперспектральных данных по цвету морской поверхности в случае различных соотношений между концентрацией хлорофилла-а и ОРОВ. Исследования проведены на акваториях Японского и Охотского морей в водах различного оптического типа. Для собранного массива натурных наблюдений показано, что для наилучшего разделения вкладов фитопланктона и ОРОВ в цвет океана необходимо использовать линию солнечно-инуцированной флуоресценции хлорофилла-а в районе 680 нм для оценки концентрации хлорофилла-а, и коэффициенты яркости морской поверхности в спектральном диапазоне 550–580 нм для оценки концентрации ОРОВ. Определены спектральные каналы современных спутниковых сканеров цвета морской поверхности для наилучшего разделения вкладов фитопланктона и ОРОВ в регистрируемый сигнал.

**Ключевые слова:** фитопланктон, хлорофилл-а, растворенное органическое вещество, цвет морской поверхности, флуоресценция, биооптический алгоритм, пассивное оптическое зондирование

DOI: 10.7868/S0205961413030044

## ВВЕДЕНИЕ

Измерение цвета морской поверхности со спутников активно развивается в последние десятилетия. В настоящее время спутниковые данные широко используются в задачах мониторинга окружающей среды. Содержание фитопланктона и окрашенных растворенных органических веществ (ОРОВ) в морской воде является одним из основных факторов, определяющих изменчивость регистрируемого сигнала. Большинство современных стандартных биооптических алгоритмов оценивает только концентрацию хлорофилла-а – основного пигмента фитопланктона, который является показателем биопродуктивности морских вод. Однако концентрация ОРОВ не менее важный параметр, необходимый для более точных оценок состояния фитопланктонных сообществ и производимой ими первичной продукции, а также для проведения экологического мониторинга. В дан-

ный момент в основном используются региональные алгоритмы, оценивающие ОРОВ, которые зависят не только от района, но и от сезона измерений. Разработка более универсальных подходов позволит точнее определять содержание хлорофилла-а и ОРОВ вне зависимости от наличия подспутниковых наблюдений.

Существуют два основных подхода для оценки концентрации хлорофилла-а и ОРОВ в морской воде: эмпирический, в котором используются экспериментально установленные соотношения между коэффициентами яркости моря на определенных длинах волн и концентрациями оптически-активных компонентов (ОАК) морской воды, и полуаналитический, где спектральное распределение коэффициента яркости представлено в виде функции от показателей рассеяния и поглощения ОАК в исследуемой акватории.

Общей проблемой для обоих подходов является сложность спектральных распределений показателей поглощения и рассеяния света морской воды. Особенно это актуально для вод второго оптического типа, где показатели различных ОАК соизмеримы по величине, и соотношения концентраций ОАК непостоянны (Morel, Prieur, 1977; Sathyendranath, 2000). Так, например, отношение концентрации хлорофилла-*a* к ОРОВ может зависеть от наличия аллохтонного ОРОВ, степени деградации ОРОВ и состояния клеток фитопланктона, при этом перечисленные факторы меняются в различные сезоны наблюдений (Букин и др., 2004; Morel, Gentili, 2009).

У эмпирического и полуаналитического подхода есть свои преимущества и недостатки. В первом случае возникают существенные ошибки при смене соотношений между хлорофиллом-*a* и ОРОВ. Поэтому необходимо проведение большого количества измерений эталонными контактными методами для накопления достаточной статистики и построения алгоритмов для различных районов и сезонов (Букин и др., 2003; Bukin et al., 2010; Burenkov et al., 2000). Во втором случае минусы состоят в большей чувствительности к ошибкам атмосферной коррекции (Kopelevich et al., 2004), необходимости больших вычислительных ресурсов и неустойчивости задачи, что может привести к кардинально ошибочному решению из неправильной области локального минимума. Кроме этого, излишняя сложность полуаналитического подхода в водах первого оптического типа может привести к дополнительным ошибкам.

Полуаналитический подход является более перспективным, поскольку позволяет уменьшить ошибки, связанные со сменой соотношений между ОАК, и его недостатки будут уменьшаться по мере развития вычислительных мощностей и улучшения спектрального разрешения дистанционных измерений. Однако эмпирические алгоритмы не теряют своей актуальности, так как они более устойчивы к ошибкам атмосферной коррекции, необходимы для определения начальных и граничных условий полуаналитических моделей и могут быть использованы в качестве оценок в том случае, если полуаналитические алгоритмы не приводят к корректным решениям. Улучшить эмпирические алгоритмы возможно за счет тщательного подбора рабочих спектральных диапазонов, которые будут максимально разделять вклады ОАК.

Задача данной работы — поиск таких эмпирических определений концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ из спектров коэффициента яркости моря, которые максимально разделяют вклад хлорофилла-*a* и ОРОВ в формирование восходящего излучения моря, или, другими словами, максимально приближают рассматриваемую воду к первому

оптическому типу. Для решения поставленной задачи рассмотрены спектральные диапазоны реально существующих спутниковых сканеров цвета морской поверхности и подобраны оптимальные диапазоны вне привязки к спутниковым сканерам.

В качестве экспериментальных данных в работе использованы судовые измерения. При этом полученные результаты могут быть использованы для спутников, поскольку метод пассивного оптического зондирования цвета морской поверхности универсален как для работы из космоса, так и для работы с борта судна. Отличия состоят в необходимости проведения атмосферной коррекции, спектральном разрешении и ошибках измерений.

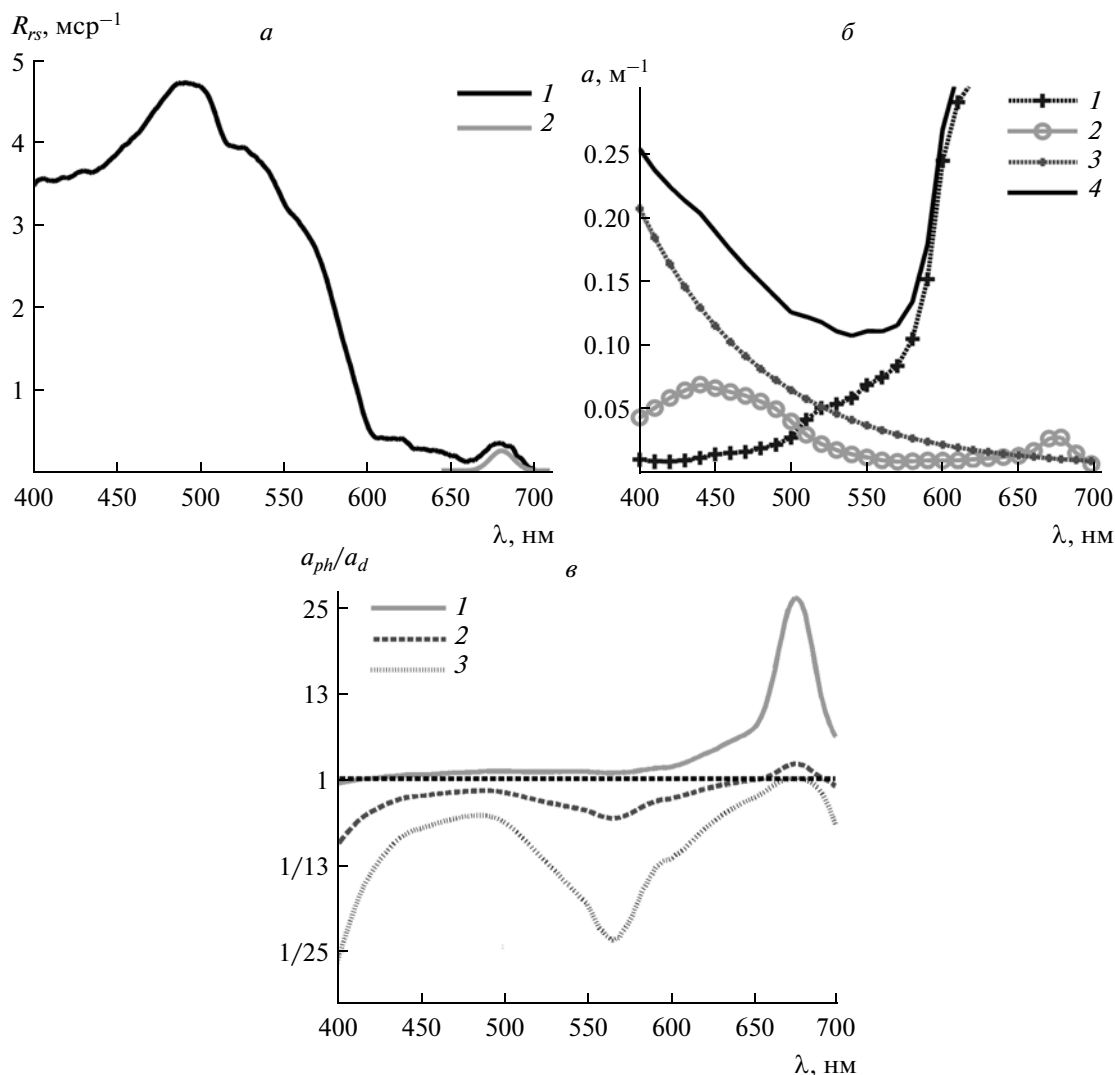
Использование судовых экспериментальных данных для решения поставленной задачи имеет ряд преимуществ. Во-первых, используемый ручной радиометр позволяет измерять спектр восходящего излучения моря в широком спектральном диапазоне с высоким разрешением, что дает возможность определять оптимальный рабочий спектральный диапазон разрабатываемых биооптических алгоритмов. Во-вторых, при радиометрических измерениях с борта судна отсутствует необходимость проведения атмосферной коррекции данных, что исключает неточности связанные с прохождением регистрируемого сигнала через атмосферу. В результате схема эксперимента выбрана так, чтобы оставшаяся неопределенность была связана только с изменениями соотношений между различными ОАК морской воды, или, другими словами, с выбором правильного биооптического алгоритма.

## ИЗВЕСТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения показателей поглощения, рассеяния и интенсивности солнечно-индуцированной флуоресценции ОАК определяют спектр восходящего излучения моря, или цвет моря, который регистрируется дистанционно радиометрами. Универсальной характеристикой цвета морской поверхности является спектр коэффициента яркости моря, определяемый следующим образом:

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w^{ex}(\lambda)}{E_d(\lambda)}, \quad (1)$$

где  $L_w^{ex}(\lambda)$  — яркость восходящего излучения моря в надир;  $E_d(\lambda)$  — солнечная освещенность, падающая на морскую поверхность. На рис. 1а представлен типичный измеренный спектр  $R_{rs}(\lambda)$ . Кривая 1 соответствует сигналу, рассеянному обратно из морской толщи, который выражается че-



**Рис. 1.** Спектральные параметры: *a* – спектр коэффициента яркости моря  $R_{rs}(\lambda)$  (кривая 1) и выделенный пик солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-*a* *FLH* (кривая 2); *b* – спектральное распределение показателей поглощения основных оптически-активных компонентов морской воды для концентрации хлорофилла-*a* 4 мкг/л и концентрации ОРОВ 2.9 мкг/л (1 – показатель поглощения чистой водой  $a_w(\lambda)$ ; 2 – показатель поглощения фитопланктоном  $a_{ph}(\lambda)$ ; 3 – показатель поглощения ОРОВ и детритами  $a_d(\lambda)$ ; 4 – суммарный показатель поглощения  $a(\lambda)$ ); *v* – спектральное распределение отношения показателей поглощения  $a_{ph}(\lambda)$  и  $a_d(\lambda)$  для различных концентраций хлорофилла-*a* (1 – 0.3 мкг/л; 2 – 3 мкг/л; 3 – 10 мкг/л).

рез первичные гидрооптические характеристики следующим образом:

$$R_{rs}(\lambda) = Qf \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)}, \quad (2)$$

где  $Q$  – фактор, зависящий от зенитного и азимутального углов, под которыми радиометр направлен на морскую поверхность;  $f$  – переменный параметр, зависящий от индикатрисы рассеяния морской воды и от пространственного распределения падающего света;  $a(\lambda)$  – суммарный показатель поглощения морской воды;  $b_b(\lambda)$  – суммарный показатель обратного рассеяния морской водой.

Кривая 2 (рис. 1а) определяется интенсивностью солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-*a*, которая зависит от концентрации фитопланктона в морской воде, его стратификации по глубине, видового состава и функционального состояния клеток фитопланктона, солнечной освещенности (Gower, King, 2007). Солнечно-индуцированная флуоресценция измеряется на спутниковых сканерах MERIS (в настоящее время не работает), MODIS, GOCI путем использования трех каналов: центрального – около 680 нм для оценки интенсивности сигнала, и двух каналов для учета фона в районе 660 и 750 нм (Behrenfeld et al., 2009).

На рис. 1б приведены спектры показателей поглощения света чистой водой ( $a_w$ , кривая 1) (Smith, Baker, 1981), фитопланктоном ( $a_{ph}$ , кривая 2) (Bricaud, 1995), и суммой ОРОВ и детритов ( $a_d$ , кривая 3) (Tassan et al., 1994; Lee et al., 1996), смоделированных для значения концентрации хлорофилла-*a* 4 мкг/л. Соответствующая концентрация ОРОВ составляет примерно 2.9 мкг/л (Kowalczyk et al., 2010). Спектральные распределения показателей поглощения ОРОВ и детритов в видимом диапазоне описываются ниспадающей экспоненциальной функцией, поэтому их сложно различить, и они обычно объединяются в один компонент. Детриты могут иметь местное биологическое происхождение, являясь продуктами разложения различных микроорганизмов, а в водах второго типа – поступать с органическими материалами с суши, из стоков рек и/или из апвеллингов.

Значения концентраций хлорофилла-*a* и ОРОВ во многом определяют, к какому оптическому типу относится морская вода, и в дальнейшем только их соотношения будут рассматриваться. На рис. 1в представлено отношение коэффициентов  $a_{ph}$  и  $a_d$  для разных концентраций хлорофилла-*a* (0.3, 3 и 10 мкг/л), откуда видно, какой из спектральных диапазонов более предпочтителен для оценки рассматриваемых ОАК.

В случае, если вклад фитопланктона в  $R_{rs}(\lambda)$  значимо превышает вклад ОРОВ, либо если отношение этих вкладов равно некоторому наиболее вероятному стабильному значению, то хорошо себя зарекомендовали эмпирические алгоритмы, основанные на экспериментально установленной функциональной зависимости между концентрацией ОАК  $C_{OAC}$  и коэффициентами яркости моря. Одним из наиболее распространенных видов эмпирических алгоритмов является следующее выражение:

$$C_{OAC} = 10^{\left( \sum_{i=0}^{i=n} k_i \left( \lg \left( R_{\lambda_2}^{\lambda_1} \right) \right)^i \right)} + k_{n+1}, \quad (3)$$

где  $C_{OAC}$  – концентрация рассматриваемой ОАК;  $n$  – степень полинома;  $k_i$  – коэффициенты полинома;  $R_{\lambda_2}^{\lambda_1}$  – индекс цвета моря, определяемый следующим образом:

$$R_{\lambda_2}^{\lambda_1} = \frac{R_{rs}(\lambda_1)}{R_{rs}(\lambda_2)}. \quad (4)$$

В зависимости от доступного для анализа массива данных степень полинома  $n$  подбирается таким образом, чтобы обеспечить достаточное качество аппроксимации.

Для выбора длины волны числителя  $R_{rs}(\lambda_1)$  необходимо использовать диапазон, наиболее сильно определяемый искомой оптически-активной

компонентой. Из рис. 1б, 1в видно, что в диапазоне 400–600 нм для хлорофилла-*a* это примерно 490 нм, а для ОРОВ – 400 или 570 нм. Кроме того, видно, что в районе 670 нм показатель поглощения хлорофилла-*a* превосходит показатель поглощения ОРОВ наиболее сильно, однако много большее поглощение водой на этой же длине волны не дает возможность корректно рассматривать восходящее излучение моря, формируемое первичными гидрооптическими свойствами.

Нормировочное значение  $R_{rs}(\lambda_2)$  принято выбирать так, чтобы влияние всех ОАК, помимо воды, было минимальным. Обычно используется значение из диапазона 550–560 нм, поскольку, во-первых, в данном диапазоне влияние хлорофилла-*a* и ОРОВ на формирование восходящего излучения моря ниже, чем в диапазоне 400–550 нм, а во-вторых, поглощение воды не так сильно скачивается, как в видимом диапазоне более 570 нм (рис. 1б). Исключением являются случаи, когда в водах присутствует пикопланктон, приводящий к дополнительному поглощению в диапазоне 550–560 нм (Суслин и др., 2008).

Если отношение между вкладами различных ОАК на длине волны  $\lambda_1$  соизмеримо и изменчиво, то эмпирический подход (3) не применим, так как  $R_{rs}(\lambda_1)$  в разной пропорции определяется обоими сигналами, что ведет к постоянной смене калибровочных коэффициентов.

Поскольку концентрация хлорофилла-*a* – основной параметр, определяющий изменчивость линии солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-*a* (*FLH* – Fluorescence Line Height), то еще одним подходом для оценки концентрации хлорофилла-*a* являются эмпирически установленные функциональные зависимости с *FLH* (Gower, King, 2007; Fiorani et al., 2006). Несомненный плюс такого подхода заключается в том, что влиянием ОРОВ на формирование восходящего излучения в области 680 нм можно пренебречь.

## ИССЛЕДУЕМЫЙ РЕГИОН

Исходя из поставленной задачи, районы исследований были подобраны таким образом, чтобы охватить максимально возможное число различных типов вод. Географическое положение измерений представлено на рис. 2. Это акватории Японского и Охотского морей, включающие в себя следующие типы вод: олиготрофные (банка Кашеварова, обозначена р1, залив Петра Великого), мезотрофные (залив Петра Великого), эвтрофные (открытые воды Японского и Охотского морей), подверженные речному стоку (эстуарии р. Амур и р. Раздольная, р2), антропогенному воздействию (Амурский залив, бухта Золотой Рог, р3).

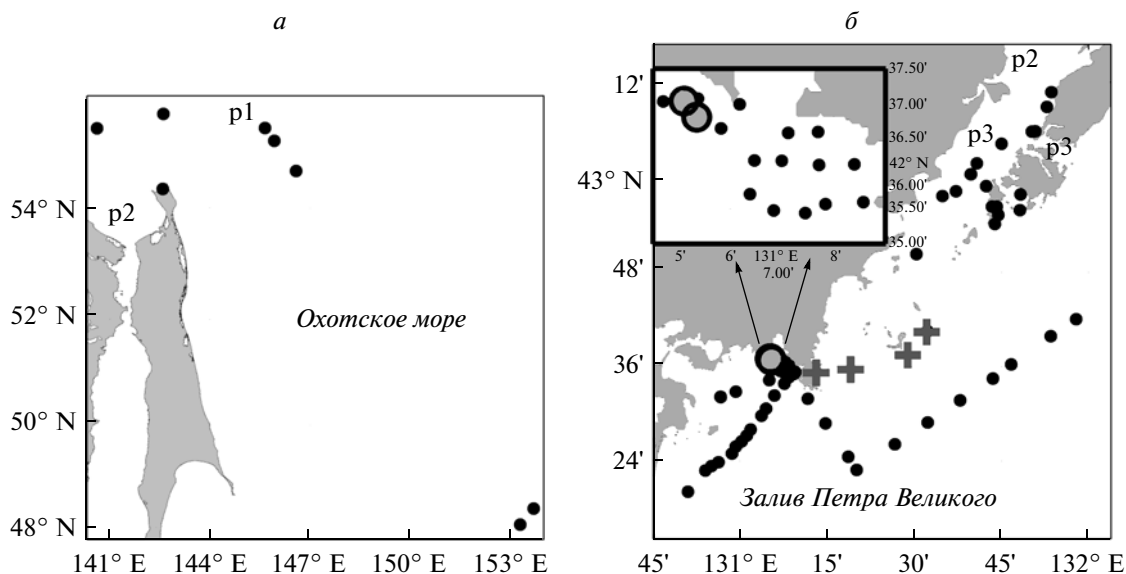


Рис. 2. Географическое положение синхронных дистанционных и контактных измерений в летне-осенний период 2009 и 2010 гг.

Данные районы содержат воды как первого, так и второго оптических типов. В водах залива Петра Великого измерения проводились в период май–сентябрь в 2009–2011 гг. на судах прибрежного хода “Малахит” и “Импульс”. В Охотском море данные получены в ходе морской экспедиции на парусном учебном судне “Надежда” в августе 2010 г. В обоих случаях измерения пришлись на период между весенним и осенним пиками цветения фитопланктона.

В заливе Петра Великого в период наблюдений типичные диапазоны концентраций хлорофилла-*a* составляют 1–2 мкг/л. В прибрежных зонах залива, в эстуариях рек, в вихрях и в зонах апвеллингов, концентрации могут достигать значений 5–10 мкг/л.

В Охотском море концентрации хлорофилла-*a* в открытой части составляют несколько десятых долей мкг/л. В эстуарии р. Амур, в апвеллингах на банках Кашеварова и Круженштерна наблюдается практически круглогодичное цветение фитопланктона с максимальными концентрациями хлорофилла-*a* до 10–20 мкг/л.

## МЕТОДЫ И АППАРАТУРА

Для разработки биооптических алгоритмов необходим набор данных натуральных наблюдений, полученных эталонным контактным методом, который определяет концентрации оптически активных компонентов, и дистанционным методом, измеряющим вторичные гидрооптические величины.

В качестве эталонного инструмента был использован погружной гидрологический зонд Sea-

Bird SBE-19plus с калиброванными сертифицированными датчиками концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ – WetLabs, и со сферическим датчиком Licor фотосинтетически-активного излучения (*PAR*, Photosynthetically Available Radiation). Для дистанционных измерений с борта судна применялся ручной гиперспектральный радиометр ASD FieldSpec Hand Held. Все измерения были синхронизированы и проводились во время стоянки судна.

### Эталонные (контактные) измерения

Гидрологический зонд SeaBird SBE-19plus позволил измерить глубинные профили температуры, солёности, давления, концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ, *PAR*. Разрешение по глубине для полученных профилей составило не более 0.25 м.

В используемом оборудовании концентрация хлорофилла-*a* и ОРОВ определялась на основе измерений интенсивности флуоресценции на длинах волн 695 и 460 нм при возбуждении излучением светодиодов на длинах волн 460 и 370 нм соответственно. Калибровка датчиков проведена фирмой-изготовителем в лабораторных условиях. Интенсивность флуоресценции хлорофилла-*a* сравнивалась с концентрацией экстрагированного хлорофилла-*a* в воде в диапазоне 0.03–75 мкг/л. Оценкой количественного содержания ОРОВ являлась концентрация раствора хинина сульфата дигидрата в диапазоне 0–250 млрд<sup>-1</sup>.

Также проведены натурные калибровочные измерения концентрации хлорофилла-*a* стандартным спектрофотометрическим методом. Соответствующий коэффициент корреляции равен

0.7 для 25 проанализированных проб с концентрацией хлорофилла-*a* в диапазоне 0.1–3 мкг/л. Аналогичные калибровочные измерения датчика WetLabs были выполнены в заливе Петра Великого (Звалинский и др., 2008), где значение коэффициента корреляции составило 0.95 в диапазоне 0.1–10 мкг/л.

Возможность проведения оперативных измерений по глубине являлась основной причиной, по которой используемый зонд был выбран в качестве эталонного инструмента. Это связано с тем, что излучение, регистрируемое пассивными оптическими дистанционными методами, формируется в нескольких первых метрах морской толщи. Таким образом, при разработке биооптических алгоритмов важно знать стратификацию исследуемых вод, чтобы оценить значения концентрации ОАК, которые должны определяться дистанционным зондированием (Gordon, Clark, 1980). С этой целью в качестве весовых коэффициентов использовались измерения *PAR*, которые являются мерой проникновения света в морскую толщу. Чтобы исключить влияние дна на формирование восходящего излучения, глубинные профили, где до дна доходило более 1% падающего на морскую поверхность *PAR*, в дальнейших исследованиях не использовались. В качестве эталонных значений концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ,  $C_{ow}$  и  $D_{ow}$  соответственно использовались следующие величины:

$$C_{ow} = \int_0^{z_{99}} C_{SBE}(z)w(z) dz / \int_0^{z_{99}} w(z) dz, \quad (5)$$

$$D_{ow} = \int_0^{z_{99}} D_{SBE}(z)w(z) dz / \int_0^{z_{99}} w(z) dz, \quad (6)$$

$$w(z) = PAR(z)^2. \quad (7)$$

Эти “оптически взвешенные” значения концентраций хлорофилла-*a* и ОРОВ являются оценками концентраций, определяющих сигнал, регистрируемый радиометром. Здесь  $w$  – оптический весовой коэффициент, учитывающий вклад ОАК в поток восходящего излучения моря;  $z$  – глубина;  $z_{99}$  – глубина, на которой *PAR* ослабевает на 99% (нижняя глубина фотического слоя);  $C$  – концентрация хлорофилла-*a*;  $D$  – концентрация ОРОВ; индекс *SBE* показывает, что измерения получены на гидрологическом зонде; индекс *ow* – усредненные данные с учетом  $w$ . Использование второй степени в формуле (7) связано с тем, что необходимо учесть прохождение света на глубину  $z$  и обратно. Общий вид уравнений (5) и (6) соот-

ветствует формуле расчета средневзвешенной величины. Использование *PAR*( $z$ ) в качестве весовой функции вне зависимости от длины волны, на которой проводятся дистанционные измерения, не внесло существенной ошибки, поскольку в используемом массиве данных наблюдается сильная линейная связь, близкая к единице между значениями концентраций ОАК, взвешенных с помощью профилей освещенности на разных длинах волн, полученных численным моделированием. Но поскольку для дальнейшего анализа намного удобнее использовать эталонные значения, рассчитанные единым способом, то в качестве весовой функции использован сигнал *PAR*( $z$ ).

### Дистанционные измерения

Используемый ручной радиометр позволял работать с борта судна в соответствии с протоколами NASA по методу 2 (Mueller, 2003). Спектральный диапазон измерений составлял 325–1075 нм с разрешением 1.5 нм. Угловая апертура используемого объектива спектрофотометра равнялась 10°. С помощью прибора измерялся спектр коэффициента яркости моря  $R_{rs}(\lambda)$ . Для получения каждого спектра проводилась серия некалиброванных измерений, состоящая из:

– 20–25 спектров яркости восходящего излучения от морской поверхности  $S_{yc}(\lambda, \theta, \varphi, \theta_0)$ , время накопления 1–4 с на каждый спектр;

– 30 спектров яркости излучения неба  $S_{sky}(\lambda, \theta_{sky}, \varphi_{sky}, \theta_0)$ , время накопления 100–500 мкс;

– 100 спектров яркости горизонтального рассеивателя  $S_g(\lambda, \theta_g, \varphi_g, \theta_0, \varphi_0)$  с известной двумерной функцией распределения отражательной способности  $R_g(\lambda, \theta_g, \varphi_g, \theta_0, \varphi_0)$ , время накопления 20–200 мкс.

Здесь  $\lambda$  – длина волны;  $\theta$  – зенитный угол, под которым прибор был направлен на морскую поверхность (–45°);  $\varphi$  – азимут относительно солнца (от 90° до 180°);  $\theta_0$  – зенитный угол Солнца в момент измерения;  $\theta_{sky}$  – зенитный угол, под которым прибор направлен на небо (+45°);  $\theta_g$  – угол, под которым прибор направлен на рассеиватель.  $S_g$  использовалось для оценки нисходящей солнечной освещенности.

Чтобы устранить резкие выбросы, связанные с качкой и особенностями использования ручного радиометра, в дальнейших расчетах использовалось медианное значение из зарегистрированных спектров. Корректными измерениями считались те данные, где сигнал *PAR*, характеризующий солнечную освещенность, значимо не менялся во время всего эксперимента.

Исходя из определения (1),  $R_{rs}(\lambda)$  рассчитывался по формуле

$$R_{rs}(\lambda, \theta, \varphi, \theta_0) = \frac{S_{sfc}(\lambda, \theta, \varphi, \theta_0) - \rho S_{sky}(\lambda, \theta_{sky}, \varphi_{sky}, \theta_0)}{\pi S_g(\lambda, \theta_g, \varphi_g, \theta_0, \varphi_0)} \times R_g(\lambda, \theta_g, \varphi_g, \theta_0, \varphi_0), \quad (8)$$

где  $\rho$  – коэффициент отражения Френеля для границы раздела вода–атмосфера, зависящий от волнения морской поверхности и определяемый по методу из работы (Mobley, 1999). Ошибки, связанные с вычитанием отраженного от морской поверхности излучения неба, минимизировались путем вычитания  $R_{rs}(750)$  из всего полученного спектра. Зависимость от углов обзора радиометром и зенитного угла Солнца устранялась по методу, использованному в (Mueller, 2003), – путем приведения восходящей яркости моря к наблюдению в надир через корректирующие факторы, зависящие от скорости ветра, концентрации хлорофилла-*a*, зенитного угла Солнца и геометрии наблюдения радиометром.

Высота пика солнечно-индуцированной флуоресценции  $FLH$  оценивалась путем аппроксимации спектра  $R_{rs}(\lambda)$  суммой линейной регрессии и функции Гаусса в диапазоне 645–710 нм

$$R_{rs}(\lambda) = p_1\lambda + p_2 + FLH \exp\left(-(\lambda - \lambda_0)^2 / \Delta\lambda^2\right) + \varepsilon(\lambda), \quad (9)$$

$l = 645-710 \text{ нм,}$

где  $p_1, p_2$  – коэффициенты линейной регрессии;  $\lambda_0$  – положение пика, нм;  $\Delta\lambda$  – ширина пика на высоте 77.88% от максимума;  $\varepsilon(\lambda)$  – ошибка аппроксимации.

#### Сравнение данных дистанционных и контактных измерений

Для определения алгоритма, который наиболее эффективно использовать для разделения вкладов хлорофилла-*a* и ОРОВ, рассчитывается среднеквадратичное расстояние  $r$  между точками диаграммы рассеяния контактных измерений “ $C_{ow} - D_{ow}$ ” и диаграммы рассеяния дистанционных измерений “ $C_{rs} - D_{rs}$ ” для значений, нормированных на среднеквадратичное отклонение  $\sigma(C_{ow})$  и  $\sigma(D_{ow})$

$$r(C_{rs}, D_{rs}) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \left( \frac{C_{owi} - C_{rsi}}{\sigma(C_{ow})} \right)^2 + \left( \frac{D_{owi} - D_{rsi}}{\sigma(D_{ow})} \right)^2 \right)}. \quad (10)$$

Здесь  $C$  и  $D$  – концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ, рассчитываемые по тестируемому биооп-

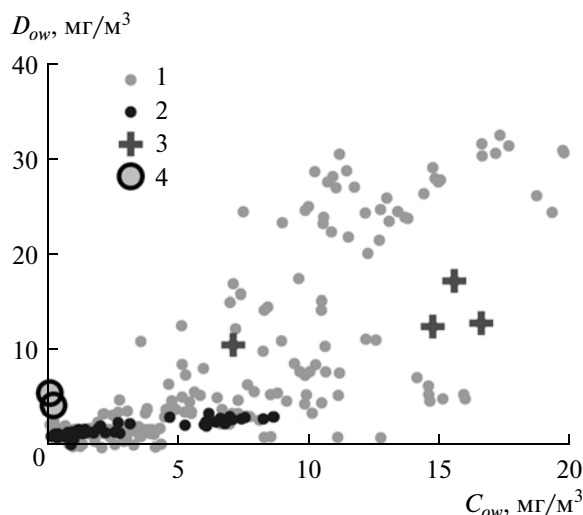


Рис. 3. Диаграмма рассеяния концентраций хлорофилла-*a* и ОРОВ, измеренных погружаемым гидрологическим зондом: 1 – измерения, полученные зондом, вне зависимости от дистанционных измерений; 2 – измерения, описываемые единой линейной зависимостью; 3 – измерения в водах с высокими концентрациями хлорофилла-*a* и относительно высоким содержанием ОРОВ; 4 – измерения в водах с высоким содержанием растворенных органических веществ.

тическим алгоритмам;  $N$  – количество используемых измерений.

В качестве тестируемых биооптических алгоритмов, основанных на поглощающих и рассеивающих свойствах морской воды, использовался набор уравнений следующего вида:

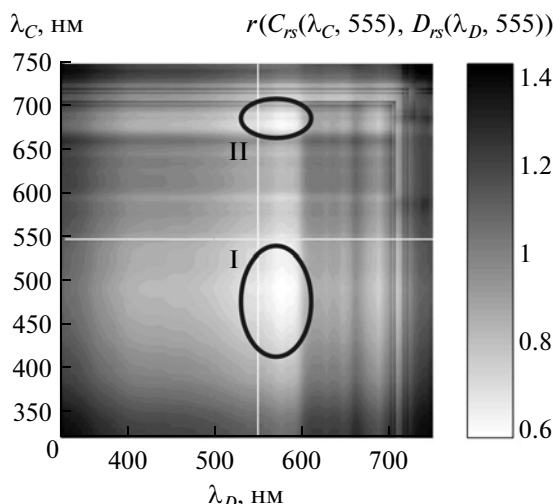
$$D_{rs}(\lambda_D, \lambda_n) = 10^{(d_0 + d_1 \lg(R_{\lambda_n}^{\lambda_D}))}, \quad (11)$$

$$C_{rs}(\lambda_C, \lambda_n) = 10^{(c_0 + c_1 \lg(R_{\lambda_n}^{\lambda_C}))}, \quad (12)$$

где  $\lambda_D$  и  $\lambda_C$  – длины волн для оценки концентрации ОРОВ и хлорофилла-*a* соответственно;  $\lambda_n$  – длина волны, используемая для нормировки при расчете индексов цвета моря. Для данных судового радиометра ASD выбрано значение  $\lambda_n = 555 \text{ нм}$ . Для известных спутниковых сканеров цвета использовался спектральный канал в диапазоне 550–560 нм в зависимости от конфигурации прибора.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Построена диаграмма рассеяния контактно определенных концентраций хлорофилла-*a*  $C_{ow}$  и ОРОВ  $D_{ow}$  (рис. 3). Точкам 1 соответствуют данные, полученные в исследуемых районах независимо от дистанционных измерений, а точкам 2, 3 и 4 – полученные одновременно с корректными дистанционными измерениями и использующиеся для дальнейшего анализа. Из распределения



**Рис. 4.** Распределение параметра  $r(C_{rs}(\lambda_C, 555), D_{rs}(\lambda_D, 555))$ . Спектральные области I и II – области минимальных значений  $r$ .

точек 1 видно, что соотношения между концентрациями хлорофилла-*a* и ОРОВ в исследуемых районах различны, а точки 2 и 3 являются данными из другого типа соотношений, а не инструментальными ошибками.

Основное количество точек, обозначенных маркером 2, описывается единой линейной зависимостью. Точки 3 и 4 лежат вне этой зависимости по причине смены соотношений между содержанием хлорофилла-*a* и ОРОВ, что может быть связано с выносом дополнительных источников ОРОВ, изменением состояния фитопланк-

тонных сообществ, либо с особыми условиями стратификации (Букин и др., 2005; Salyuk et al., 2010). Именно наличие точек 3 и 4 позволяет подобрать спектральные диапазоны, при которых наиболее точно разделяется вклад хлорофилла-*a* и ОРОВ в формирование коэффициентов яркости моря.

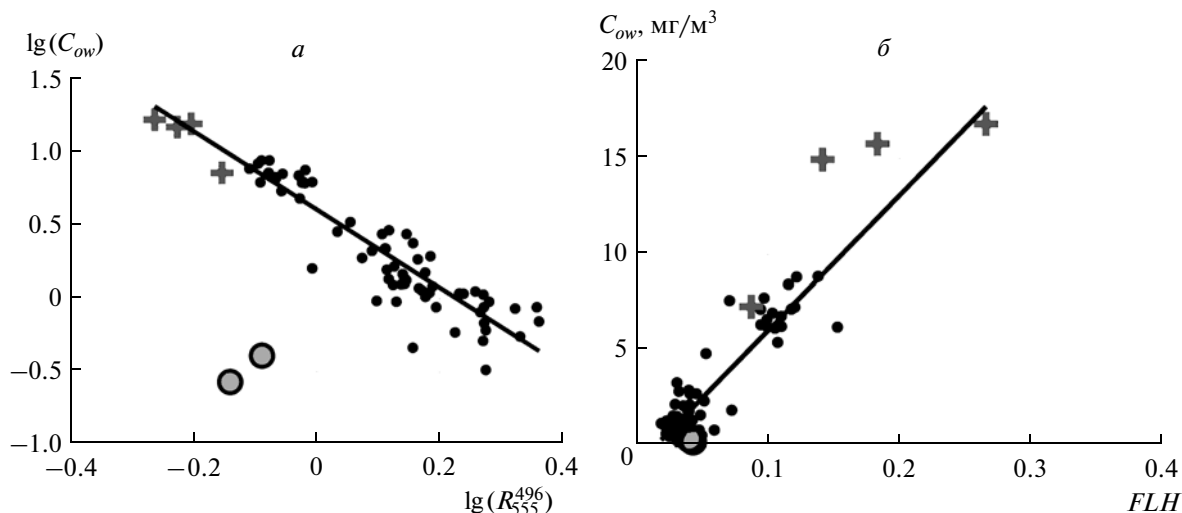
На рис. 4 представлено трехмерное распределение значений  $r(C_{rs}(\lambda_C, 555), D_{rs}(\lambda_D, 555))$ . Видно, что область с наименьшей ошибкой, которая обозначена I, находится в пределах  $\lambda_C = 430\text{--}530$  и  $\lambda_D = 530\text{--}590$  нм. Это хорошо соотносится со спектрами поглощения хлорофилла-*a* и ОРОВ, и их отношениями, представленными на рис. 1б, 1в. Кроме этого, хорошие результаты наблюдаются в области II:  $\lambda_C = 670\text{--}700$  и  $\lambda_D = 530\text{--}590$  нм, что связано с наличием линии флуоресценции хлорофилла-*a*.

По минимальному значению  $r$  выбрана наиболее оптимальная длина волны для оценки концентрации хлорофилла-*a* из сигналов, определяемых поглощающими и рассеивающими свойствами морской воды

$$C_{rs}(496.555) = 10^{(0.69 - 2.71 \lg(R_{555}^{496}))}, \quad (13)$$

$$R^2 = 0.86, \quad \text{RMSE} = 2.08 \text{ мкг/л}, \\ r(C_{rs}(496.555), D_{rs}(579.555)) = 0.59.$$

Соответствующая диаграмма рассеяния между  $\lg(C_{ow})$  и  $\lg(R_{555}^{496})$  представлена на рис. 5а. Видно, что при аппроксимации линейной регрессией точки 4 являются выбросами. Это связано с тем, что относительное содержание ОРОВ велико и



**Рис. 5.** Диаграммы рассеяния: *a* – между десятичным логарифмом концентрации хлорофилла-*a*  $C_{ow}$  и индекса цвета  $R_{555}^{496}$ ; *б* – между концентрацией хлорофилла-*a*  $C_{ow}$  и солнечно-индуцированной линией флуоресценции хлорофилла-*a*  $FLH$  (маркеры в соответствии с рис. 3).



происходит дополнительное поглощение на длине волны 490 нм, и, как следствие, смещение точек влево от линейной регрессии. Точки 3 описываются линией в пределах ошибки, что можно объяснить большими концентрациями хлорофилла-а на фоне которых вариации концентрации ОРОВ практически не сказываются на цвет морской поверхности на 496 нм.

Рассмотрим второй подход к эмпирическому определению концентрации хлорофилла-а, основанный на использовании линии флуоресценции FLH. На рис. 5б представлена диаграмма рассеяния  $C_{ow}$  и FLH.

Все точки на рис. 5б описываются линейной регрессией

$$C_{RS}^{FLH} = 70FLH - 1.1, \quad (14)$$

$$R^2 = 0.91, \quad RMSE = 1.12 \text{ мкг/л},$$

где  $C_{RS}^{FLH}$  — дистанционно определяемая концентрация хлорофилла-а из алгоритма, основанного на линии солнечно-индуцированной флуоресценции.

С целью подбора алгоритма для определения ОРОВ дополнительно анализировалось распределение величины  $r(C_{RS}^{FLH}, D_{RS}(\lambda_D, 555))$ , кривая 1 на рис. 6, и протестирован вид алгоритма ОС4 (O'Reilly, 2000), который является одним из стандартных глобальных алгоритмов для спутникового радиометра SeaWiFS и широко используется для других радиометров, кривая 2 на рис. 6. В алгоритме используется максимальное значение индекса цвета из трех спектральных каналов 443, 490 и 510 нм. Коэффициенты алгоритма ОС4 подбирались таким образом, чтобы минимизировать  $r(C_{RS}^{OC4}, D_{RS}(\lambda_D, 555))$  для каждой  $\lambda_D$ .

Видно, что алгоритм (14), основанный на использовании линии солнечно-индуцированной флуоресценции, приводит к наилучшим результатам. Во всех трех случаях применения различных подходов к оценке концентрации хлорофилла-а оптимальной длиной волны для расчета концентрации ОРОВ является 579 нм. Алгоритм для определения ОРОВ, полученный из распределения  $r(C_{RS}^{FLH}, D_{RS}(\lambda_D, 555))$ , имеет наименьшее значение  $r$  и записывается в следующем виде:

$$D_{RS}(579.555) = 10^{(1.13 + 5.46 \lg(R_{555}^{579}))},$$

$$R^2 = 0.9, \quad RMSE = 0.97 \text{ мкг/л},$$

$$r(C_{RS}^{FLH}, D_{RS}(759.555)) = 0.51. \quad (15)$$

Результат работы алгоритма (15) и результирующая диаграмма рассеяния между концентрациями хлорофилла-а и ОРОВ, восстановленная из данных дистанционного зондирования по наибо-

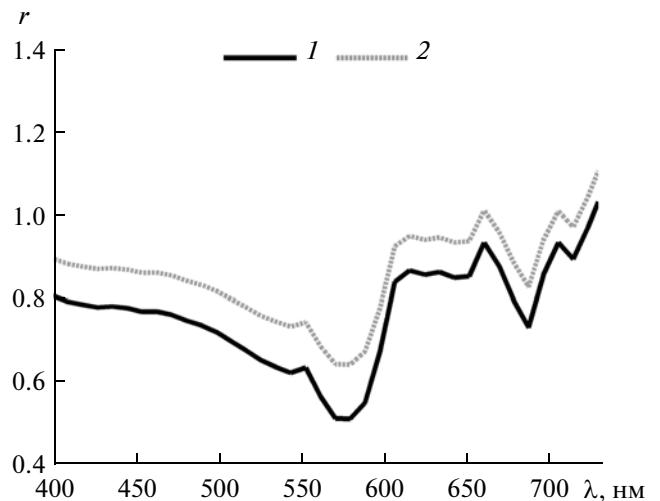


Рис. 6. Спектральное распределение параметров  $r(C_{RS}^{FLH}, D_{RS}(\lambda_D, 555))$  — кривая 1; и  $r(C_{RS}^{OC4}, D_{RS}(\lambda_D, 555))$  — кривая 2.

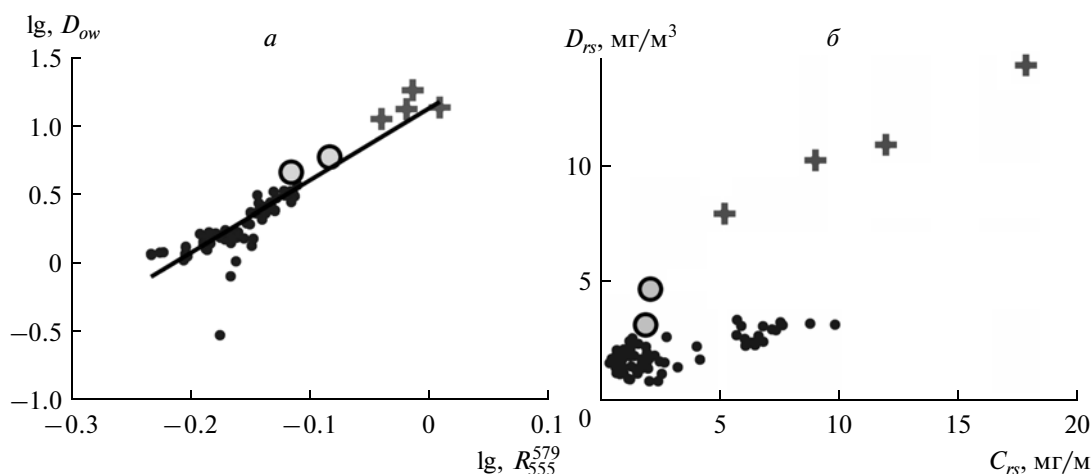
лее оптимальным алгоритмам (14) и (15), представлены на рис. 7.

#### Определение оптимальных спектральных каналов для известных спутниковых радиометров

Полученные экспериментальные данные позволили оценить, какие спектральные каналы известных спутниковых сканеров цвета морской поверхности наиболее подходят для разделения вкладов хлорофилла-а и ОРОВ в диапазоне 400–600 нм (таблица). Каналы в районе 680 нм не рассматривались, поскольку не на всех сканерах они используются и/или не решена проблема с вычитанием подложки в этом диапазоне. По параметру  $r$  видно, что наборы спектральных каналов современных спутниковых радиометров обеспечивают примерно одинаковое разделение вкладов хлорофилла-а и ОРОВ в восходящее излучение моря. В худшую сторону выделяется сканер CZCS, при этом у него совпадают длины волн, на которых определяется концентрация хлорофилла-а и ОРОВ. Таким образом, для данного сканера при смене соотношений между ОАК морской воды не будет меняться диаграмма рассеяния концентрация хлорофилла-а – ОРОВ.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим алгоритм (14) для дистанционного определения концентрации хлорофилла-а. Интенсивность солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-а дополнительно зависит от видового состава и состояния фотосинтетического аппарата клеток фитопланктона (Gower, King, 2007). Зависимость от интенсивности



**Рис. 7.** Диаграммы рассеяния: *a* – десятичного логарифма концентрации ОРОВ и индекса цвета  $R_{555}^{579}$ . *б* – дистанционно определенных концентраций хлорофилла-*a* и ОРОВ по формулам (14) и (15) (маркеры в соответствии с рис. 3).

падающей солнечной освещенности в основном учтена при нормировке на  $E_d(\lambda)$  в формуле (1). Однако наличие значимой линейной зависимости при использовании данных из районов с априори разным видовым составом и функциональным состоянием фитопланктона говорит о том, что концентрация хлорофилла-*a* является первоочередным фактором, определяющим интенсивность солнечно-индуцированной флуоресценции. Другие факторы вносят дополнительные вариации, но в используемом массиве данных, где соотношения между концентрацией хлорофилла-*a* и ОРОВ существенно различаются, использование линии *FLH* для определения концентрации хлорофилла-*a* дает меньшую ошибку,

чем стандартные эмпирические подходы, основанные на использовании сигнала  $R_{rs}(\lambda_1)$ , формируемого за счет поглощающих и рассеивающих свойств ОАК морской воды.

Линия *FLH* в настоящее время широко применяется на современных спутниковых сканерах цвета океана для оценки концентрации хлорофилла-*a*, однако существует ряд ограничений для ее использования. Зачастую набор спектральных каналов не позволяет корректно учесть подложку, на которой наблюдается сигнал флуоресценции. Например, на современных сканерах ОСМ-2 и VIIRS и на ряде планируемых к запуску сканерах отсутствуют спектральные каналы для учета подложки. Процедура вычитания фона на сканерах

Оптимальные спектральные каналы различных радиометров для наилучшего разделения вкладов хлорофилла-*a* и ОРОВ в восходящее излучение моря в спектральном диапазоне 400–600 нм

	ASD	CZCS	OCTS	SeaWiFS, GOCI	MODIS	MERIS
$\lambda_C$	496	520	490	490	488	490
$\lambda_D$	579	520	516	510	531	510
$\lambda_n$	555	550	565	555	555	560
$d_0$	1.1	0.35	0.43	0.41	0.51	0.46
$d_1$	6.79	-2.95	-1.87	-1.74	-9.9	-1.61
$c_0$	0.69	0.52	0.76	0.69	0.62	0.76
$c_1$	-2.7	-6.51	-2.29	-2.56	-2.52	-2.41
$R^2(D_{RS})$	0.92	0.93	0.94	0.93	0.95	0.94
$RMSE(D_{RS})$	0.97	2.1	1.99	2.13	1.84	2.09
$R^2(C_{RS})$	0.86	0.84	0.86	0.86	0.87	0.86
$RMSE(C_{RS})$	2.08	2.56	2.19	1.97	1.95	2.10
$r$	0.59	0.78	0.71	0.76	0.71	0.74

MODIS-Aqua и GOCI может привести к отрицательным значениям  $FLH$  (Behrenfeld et al., 2009). Кроме этого, сигнал флуоресценции, регистрируемый со спутника, достаточно слаб и формируется в нескольких первых метрах морской толщи. Это приводит к тому, что в настоящее время корректные измерения флуоресценции хлорофилла- $a$  со спутников возможны в районах с достаточно высокой концентрацией хлорофилла- $a$  в приповерхностном слое. Существование дополнительных факторов, влияющих на интенсивность флуоресценции и не связанных с изменением концентрации хлорофилла- $a$ , также вносит дополнительные ошибки. Таким образом, использование эмпирических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла- $a$ , основанных на линии  $FLH$ , целесообразно в водах с различными соотношениями между концентрациями хлорофилла- $a$  и ОРОВ.

Вид алгоритма (15) для дистанционного определения ОРОВ не совпадает с принципом, описанным для формулы (3), так как  $R_{rs}$  (555), по сравнению с  $R_{rs}$  (579), в большей степени определяется содержанием ОРОВ в морской воде, поэтому на рис. 6 наблюдается прямая линейная зависимость, а не обратная. Но с точки зрения статистики, использование  $R_{579}^{555}$  вместо  $R_{555}^{579}$  приводит к одинаковым значениям  $R^2$  и RMSE за счет подбора других калибровочных коэффициентов, поэтому вид алгоритма (15) остается без изменений.

Сигнал восходящего излучения моря в спектральном диапазоне 555–579 нм является значимым и по полученным экспериментальным данным составляет 30–50% от максимума, наблюдаемого обычно в диапазоне 450–500 нм. Отношение показателей поглощения ОРОВ и воды на длине волны 555 нм составляет 10–50%. Резкое увеличение поглощения воды по сравнению с поглощением хлорофилла- $a$  и ОРОВ начинается примерно с 580–585 нм (рис. 1б). Таким образом, использование спектрального диапазона 550–580 нм для оценки ОРОВ в используемом массиве данных оправдано, поскольку, во-первых, вариации сигнала восходящего излучения моря, определяемые изменением содержания ОРОВ, значимы, во-вторых, вклад ОРОВ в формирование цвета морской поверхности превышает вклад фитопланктона, а в-третьих, влияние поглощения воды находится на приемлемом уровне.

В работе (Ficek et al., 2011) для определения ОРОВ в озерах применялся индекс  $R_{655}^{570}$ . Однако для используемого массива данных такой подход показал худшие результаты. Возможно, это связано с тем, что на длине волны 655 нм сильно сказывается поглощение воды.

При применении результатов, представленных в таблице, необходимо иметь в виду следующее. Данные получены только в Японском и

Охотском морях в водах с существенно различными соотношениями между концентрациями хлорофилла- $a$  и ОРОВ. В районах исследований могут иметь место характерные особенности спектрального распределения показателей поглощения хлорофилла- $a$  и ОРОВ – т.е. результаты носят региональный характер. Именно этим можно объяснить, что оптимальной длиной волны для оценки ОРОВ, для всех проанализированных спутниковых радиометров, является спектральный канал в диапазоне 510–531 нм, который обычно используется для оценки содержания взвешенных веществ в морской воде. В большинстве случаев для оценки ОРОВ используются алгоритмы, основанные на применении коэффициента яркости на 412 нм. Однако эти алгоритмы разрабатываются без учета разделения вкладов хлорофилла- $a$  и ОРОВ в сигнал восходящего излучения. Кроме этого, использование канала 412 нм имеет существенный недостаток, связанный с максимальной ошибкой атмосферной коррекции данных, регистрируемых со спутника. Таким образом, в исследованных водах второго типа для оценки концентрации ОРОВ оптимально использовать спектральные каналы из диапазона 500–600 нм. Это может быть связано с региональными характеристиками ОАК морской воды в исследуемых водах второго типа и с особенностями атмосферной коррекции данных пассивного оптического зондирования.

Значения RMSE, представленные в таблице, достаточно высоки, что связано с тем, что используются данные из вод различного типа с различными соотношениями концентраций хлорофилла- $a$  – ОРОВ. При этом значения RMSE минимальны для приведенных длин волн. Поэтому основными результатами, которыми можно пользоваться из таблицы, являются значения длин волн, используемых для оценки концентрации хлорофилла- $a$  и ОРОВ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для наилучшего разделения вклада фитопланктона и ОРОВ в восходящее излучение моря в исследуемых районах при наблюдаемых диапазонах изменения концентрации хлорофилла- $a$  и ОРОВ необходимо использовать:

1) алгоритм (14) для оценки концентрации хлорофилла- $a$ , основанный на использовании интенсивности линии солнечно-индуцированной флуоресценции  $FLH$ ;

2) алгоритм (15) для определения концентрации ОРОВ;

3) спектральные каналы, представленные в таблице, – в случае применения архивных и современных данных спутниковых сканеров цвета морской поверхности.

Представленные подходы и полученные результаты востребованы, поскольку развиваются автоматические гиперспектральные дистанционные измерения водной поверхности со стационарных наземных и надводных станций, которые используются для атмосферной коррекции спутниковых наблюдений, а также разрабатываются новые поколения спутниковых сканеров цвета океана с большим количеством спектральных каналов.

Полученные результаты улучшают точность определения концентрации хлорофилла-*a* и ОРОВ в водах с непостоянным соотношением между этими двумя ОАК. Это в свою очередь дает возможность максимально точно подобрать начальные и граничные условия для модельного подхода, либо в ряде случаев избежать необходимости его использования. Корректное определение концентраций ОРОВ и хлорофилла-*a* позволит перейти к решению таких задач, как оценка состояния фитопланктонных сообществ и биопродуктивности морских вод.

Работа выполнена на оборудовании, уникальных стендах и установках Центра коллективного пользования “Лазерные методы исследований конденсированных сред, биологических объектов и мониторинга окружающей среды”, в рамках ФЦП “Научные и педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.” при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, а также при поддержке фонда Российских фундаментальных исследований (грант № 12-05-31148 и № 12-05-33072).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Букин О.А., Пермяков М.С., Зенкин О.Л., Хованец В.А., Пузанков К.А., Буров Д.В., Салюк П.А. Сравнительный анализ результатов измерения концентраций хлорофилла-*a*, полученных с использованием данных сканера цвета морской поверхности SeaWiFS и методом лазерной индуцированной флуоресценции в Охотском море // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 4. С. 84–90.
- Букин О.А., Пермяков М.С., Салюк П.А., Майор А.Ю., Буров Д.В., Хованец В.А., Голик С.С., Подопригора Е.Л. Особенности формирования спектров лазерной индуцированной флуоресценции морской воды в период цветения водорослей в различных районах Мирового океана // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 9. С. 742–749.
- Букин О.А., Салюк П.А., Майор А.Ю., Павлов А.Н. Исследование процессов воспроизводства органического вещества клетками фитопланктона методом лазерной индуцированной флуоресценции // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 11. С. 976–983.
- Звалинский В.И., Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Сагалаев С.Г., Шевцова М.Г., Волкова Т.И., Сергеев Т.И., Пронн Л.Н. Результаты съемки гидрохимических и продукционных параметров на акватории Амурского залива в период паводка реки Раздольной в августе 2005 года // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 199–229.
- Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. 2. Тропосферный аэрозоль // Экол. химия. 1998. Т. 7. № 3. С. 145–163.
- Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Сосик Х.М. Региональный алгоритм расчета концентрации хлорофилла-*a* в Черном море по спутниковым данным // Морск. экол. журн. 2008. Т. 7. № 2. С. 24–42.
- Behrenfeld M.J., Westberry T.K., Boss E.S., O'Malley R.T., Siegel D.A., Wiggert J.D., Franz B.A., McClain C.R., Feldman G.C., Doney S.C., Moore J.K., Dall'Olmo G., Milliman A.J., Lima I., Mahowald N. Satellite-detected fluorescence reveals global physiology of ocean phytoplankton // Biogeosciences. 2009. V. 6. № 5. P. 779–794.
- Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № C7. P. 1321–1332.
- Bukin O., Salyuk P., Pavlov A., Stepanchik I., Golik I. Performance of satellite regional bio-optical algorithms depending on relationships between chlorophyll-*a* and dissolved organic matter concentrations // Proc. SPIE. 2010. V. 7857. P. 78570G-1–78570G-8.
- Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Shebertsov S.V., Vedernikov V.I. Sea-truth measurements of ocean colour: Validation of the SeaWiFS satellite scanner data // Oceanology. 2000. V. 40. № 3. P. 329–334.
- Fiorani L., Okladnikov I.G., Palucci A. First algorithm for chlorophyll-*a* retrieval from MODIS-Terra imagery of Sun-induced fluorescence in the Southern Ocean // Int. J. Rem. Sens. 2006. V. 27. P. 3615–3622.
- Gordon H.R., Clark D.K. Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation // App. Optics. 1980. V. 19. № 20. P. 3428–3430.
- Gower J., King S. Validation of chlorophyll fluorescence derived from MERIS on the west coast of Canada // Int. J. Rem. Sens. 2007. V. 28. № 3–4. P. 625–635.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Shebertsov S.V., Evdoshenko M.A. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian seas // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. P. 1063–1091.
- Kowalczyk P., Zablocka M., Sagan S., Kulinski K. Fluorescence measured in situ as a proxy of CDOM absorption and DOC concentration in the Baltic Sea // Oceanol. 2010. V. 52. № 3. P. 431–471.
- Lee Z.P., Carder K.L., Peacock T.G., Davis C.O., Mueller J.I. Method to derive ocean absorption coefficients from remote-sensing reflectance // Appl. Optics. 1996. V. 35. № 3. P. 453–462.
- Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // Limnol. Oceanogr. 1977. V. 22. № 4. P. 709–722.
- Mobley C.D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements // Appl. Opt. 1999. V. 38. № 36. P. 7442–7455.
- Mueller J.L. et al. Ocean optics protocols for satellite ocean color Sensor validation // Radiometric Measur. and Data Analysis Protocols. 2003. Rev. 4. V. 4. 78 p.

*O'Reilly J.E. et al.* SeaWiFS postlaunch calibration and validation analysis, Part 3 // NASA Technical Memorandum 2000-206892 / Eds. S.B. Hooker, E.R. Firestone. NASA Goddard Space Flight Center, 2000. V. 11. 49 p.

*Smith R.C., Baker K.S.* Optical properties of the clearest natural waters // Appl. Optics. 1981. V. 20. № 2. P. 177–184.

*Salyuk P.A., Bukin O.A., Pavlov A.N., Mayor A.Yu., Shmirko K.A., Akmaykin D.A., Krikun V.A.* Optical properties of Peter the Great Bay waters compared with satellite ocean co-

lour data // Int. J. Rem. Sens. 2010. V. 31. № 17–18. P. 4651–4664.

Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex waters / Ed. S. Sathyendranat // Rep. Int. Ocean-Colour Coordinating Group. 2000. № 3. Dartmouth, Canada, 2000. 140 p.

*Tassan S.* Local algorithm using SeaWiFS data for retrieval phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters // Appl. Optics. 1994. V. 33. № 12. P. 2369–2378.

## Development of Empirical Algorithms for Chlorophyll-a and Colored Dissolved Organic Matter Concentrations Estimation from Water Remote Sensed Data in the Far Eastern Seas

**P. A. Salyuk, I. E. Steepochkin, I. A. Golik, O. A. Bukin, A. N. Pavlov, A. I. Aleksanin**

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

*Maritime State University named after admiral G.I. Nevelskoi, Vladivostok*

*Institute of Automation and Control Processes, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

The methods of empirical estimation of chlorophyll-a and colored dissolved organic matter (CDOM) concentrations are considered in the case of various relationships between content of phytoplankton and CDOM in seawater. The investigations were carried out in the Japan Sea and in the Sea of Okhotsk in the different seawater cases. It was shown for obtained dataset that it is more efficient to separate phytoplankton and CDOM contributions to sea surface color when sun-induced chlorophyll-a fluorescence used for estimation of chlorophyll-a concentration and sea surface reflectance in 550–580 nm spectral region used for estimation of CDOM concentration. Also spectral bands of well-known satellite ocean scanners were selected for the best separation of CDOM and phytoplankton signals.

**Keywords:** phytoplankton, chlorophyll-a, dissolved organic matter, sea surface colour, fluorescence, biooptical algorithms, passive optical remote sensing