

Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 г.

Д. И. Глуховец^{1,2}, П. А. Салюк³, С. В. Шеберстов¹,
С. В. Вазюля¹, И. В. Салинг¹, И. Е. Степочкин³

¹ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия*
E-mail: glukhovets@ocean.ru

² *Московский физико-технический институт (НИУ)*
Долгопрудный, 141700, Россия

³ *Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН*
Владивосток, 690041, Россия

Выполнено восстановление полного набора оптических характеристик (без учёта поляризации) с помощью гидрооптических моделей по судовым и спутниковым данным сканеров цвета MODIS и OLCI. Полученный полный набор характеристик использован для оценки величины поглощения солнечной энергии в толще морской воды. Для настройки моделей использованы результаты судовых измерений показателей поглощения и ослабления света, восходящих и нисходящих спектральных потоков солнечной радиации и спектральных коэффициентов яркости толщи моря, выполненных в южной части Баренцева моря 14 июня 2021 г. Сопоставление результатов гидрооптического моделирования с данными судовых гидрооптических измерений позволило провести валидацию полученных результатов и подтвердило правильность настройки выбранных моделей, что оправдывает их применение для расчёта тепловых потоков по спутниковым данным в областях вод первого типа. Результаты расчёта показывают, что в исследованном регионе суммарное поглощение света в толще воды слабо зависит от наличия и концентрации взвешенных частиц и растворённых веществ. Их наличие в морской воде приводит к перераспределению поглощаемой солнечной энергии по глубине, значительно увеличивая поглощаемую долю в верхних слоях водной толщи.

Ключевые слова: оптические характеристики, морская вода, ФАР, поглощение солнечной энергии, Баренцево море

Одобрена к печати: 07.09.2021
DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-214-225

Введение

Поглощение солнечного излучения морской толщей — один из основных элементов теплового баланса (Ohlmann, 2003) и механизма стратификации верхнего слоя океана (Mobley et al., 2015). Для полноценного описания и моделирования данных процессов необходимо знать определённый набор первичных и вторичных гидрооптических характеристик, измерение которых представляет собой непростую и трудоёмкую задачу. Поэтому особую роль приобретают гидрооптические модели, используемые при решении прямых (например, Hydrolight) и обратных задач (Werdell et al., 2013) переноса светового излучения в морской воде, которые позволяют минимизировать перечень необходимых для измерения характеристик, проводить валидацию методик, расширяют возможности оптического дистанционного зондирования и обеспечивают численный расчёт распространения света, его поглощения и преобразования в тепло в зависимости от изменяющихся характеристик среды.

При разработке и использовании гидрооптических моделей важно учитывать, что полученные соотношения, работающие на больших пространственно-временных выборках, могут не выполняться в некоторых регионах, что обычно связано с «нестандартными» характеристиками рассеивающих или поглощающих частиц. При этом несоответствие данных гидрооптического моделирования и экспериментальных измерений обычно связано с плохим определением первичных или вторичных гидрооптических характеристик (Chang et al., 2007).

Для полного расчёта световых полей в морской толще без учёта поляризации достаточно знать спектры показателей поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния $b(\lambda)$ света в морской воде и индикатрису рассеяния света. Однако на практике удобнее измерять $a(\lambda)$ для различных оптически-активных компонентов (ОАК) морской воды, спектр показателя ослабления света $c(\lambda)$ для оценки $b(\lambda)$ и показатель рассеяния света назад b_b (Lefering et al., 2016) для восстановления индикатрисы рассеяния из соотношения b_b/b , которое слабо зависит от длины волны (справедливо для сферических рассеивающих частиц и частично для несферических, неоднородных частиц). Несмотря на то что вторичные гидрооптические характеристики возможно рассчитать из первичных (Шифрин, 1983), для дополнительной валидации желательно измерять облучённость горизонтальной площадки сверху $E_d(\lambda)$ и снизу $E_u(\lambda)$, а также коэффициент яркости толщи моря $\rho(\lambda)$. Это позволяет решать прямые и обратные задачи гидрооптики, что важно как для проверки измерений, так и для тестирования гидрооптических моделей.

Цель данной работы — демонстрация возможностей совместного использования комплекса приборов Лаборатории оптики океана (ЛОО) Института океанологии РАН (ИО РАН) и Лаборатории спутниковой океанологии и лазерного зондирования Тихоокеанского океанологического института им. В. И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), а также нескольких биооптических моделей для измерения и восстановления гидрооптических характеристик и оценки поглощения солнечной энергии в толще морской воды.

Район исследований

Данные судовых измерений получены в 1-м этапе 83-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш», проводившегося с 6 по 17 июня 2021 г. по маршруту Калининград—Архангельск. Совместный гидрооптический эксперимент выполнялся в южной части Баренцева моря 14 июня на ст. 7013 в точке с координатами $70^\circ 25,61'$ с. ш. и $33^\circ 49,06'$ в. д. с 11:00 до 12:30 GMT (англ. Greenwich Mean Time) (рис. 1).

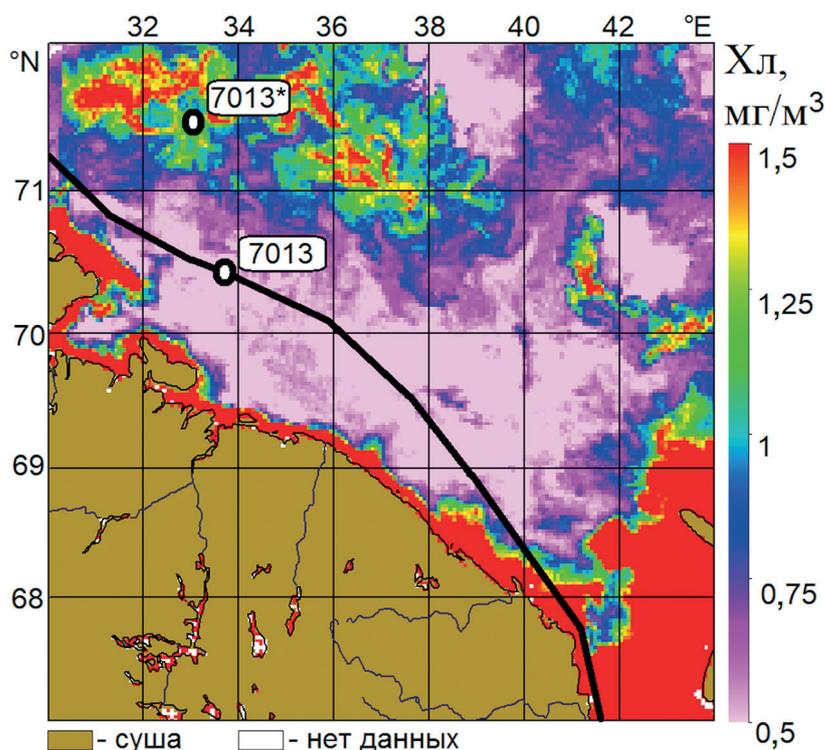


Рис. 1. Маршрут судна, а также положение ст. 7013 и выбранной точки 7013* на фоне пространственного распределения концентрации хлорофилла a по данным MODIS/Aqua и OLCI/Sentinel-3A за 12 июня 2021 г.

Погодные условия позволили получить спутниковые данные лишь за 12 июня 2021 г. На *рис. 1* представлено композитное изображение концентрации хлорофилла *a* (Хл), составленное из данных спутниковых сканеров цвета MODIS/Aqua (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) и OLCI/Sentinel-3A (*англ.* Ocean and Land Colour Instrument) за этот день. Для расчёта концентрации Хл использованы стандартные алгоритмы ОС (Ocean Colour, https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/). Точка 7013* выбрана в области более высокой концентрации Хл для дальнейшего сравнения поглощения солнечной энергии в толще морской воды.

Данные проточных измерительных комплексов ИО РАН и ТОИ ДВО РАН (Гольдин и др., 2020; Нагорный и др., 2014), использовавшихся в режиме реального времени для непрерывных измерений интенсивности флуоресценции Хл, окрашенного растворённого органического вещества (ОРОВ) и показателя ослабления света морской воды, а также пространственное распределение концентрации Хл, заранее полученное по спутниковым данным (*см. рис. 1*), были использованы для выбора местоположения станции в области устойчивых стационарных структур в полях биооптических и гидрологических характеристик. Исследуемые воды могут быть отнесены к первому оптическому типу: клетки фитопланктона и связанные с ними ОРОВ вносят основной вклад в поглощение и рассеяние света в морской воде относительно других ОАК (Morel, Prieur, 1977).

Регион работ располагается в области влияния тёплых атлантических вод (температура перемешанного слоя составила 7–8 °С). Наличие цветений фитопланктона и влияния речного стока зарегистрировано не было. Квазиоднородное распределение биооптических параметров в области станции позволяет распространить полученные на основе выполненных на ней измерений результаты на некоторый регион с похожими биооптическими характеристиками.

Материалы и методы

Полный комплекс подспутниковых гидрооптических измерений на ст. 7013 включал: спектры коэффициентов яркости толщи моря $\rho(\lambda) = \pi L_u(\lambda, 0^-) / E_d(\lambda, 0^-)$, где $L_u(\lambda, 0^-)$ — спектральная яркость восходящего из воды излучения под поверхностью, $E_d(\lambda, 0^-)$ — спектральная облучённость нисходящего излучения под поверхностью; вертикальные профили $E_d(z, \lambda)$ и $E_u(z, \lambda)$; вертикальные профили показателя ослабления света морской водой на длине волны 530 нм $c(z, 530)$ и интенсивность флуоресценции хлорофилла $af_{chlA}(z)$; спектры показателя поглощения ОАК проб морской воды $a_i(\lambda)$, отобранных на горизонтах 0, 17 и 46 м.

Из полученных данных измерений дополнительно рассчитывались показатель рассеяния света $b(530)$ и спектр коэффициента диффузного ослабления света $K_d(\lambda)$. Решением обратной гидрооптической задачи определялся показатель рассеяния света назад $b_b(530)$. Моделировались индикатриса рассеяния и спектры коэффициентов яркости толщи моря $\rho_{model}(\lambda)$.

Комплекс гидрооптических приборов

В эксперименте использовался следующий комплекс приборов:

- погружной прозрачномер ПУМ-200. Прибор разработан и изготовлен в ЛОО ИО РАН в 2019 г. (Артемьев и др., 2021). Предназначен для измерения $c(z, 530)$ и температуры морской воды. Кроме того, к прибору подключён датчик флуоресценции Chelsea Minitracka II — измеритель интенсивности флуоресценции хлорофилла $af_{chlA}(z)$;
- погружной автономный мультиспектральный измеритель облучённости ВИС. Одновременно производит измерения подводной облучённости в четырёх спектральных диапазонах: 443, 490, 555 и 625 нм. Показания надводного датчика использовались для учёта изменений солнечной освещённости;
- комплект из двух погружных гиперспектральных радиометров Ramses. Радиометры предназначены для измерения спектров подводной облучённости в диапазоне длин

волн 320–950 нм со спектральным разрешением 3,3 нм. Одновременное использование двух датчиков позволяет проводить синхронные измерения $E_d(z, \lambda)$ и $E_u(z, \lambda)$. Из полученных данных ВИС и Ramses возможно независимо рассчитывать спектральные коэффициенты диффузного ослабления $K_d(z, \lambda)$;

- приборный комплекс для измерения надводной и подводной фотосинтетически активной радиации (ФАР) LiCOR. Комплекс создан в ЛОО ИО РАН на основе фотодиодных датчиков ФАР LI-192 LiCOR (измеряющих суммарную облучённость в диапазоне 400–700 нм), дополненных устройствами сбора и передачи информации;
- ручной гиперспектральный радиометр ASD (*англ.* Analytical Spectral Devices) для надводного определения спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря $R_{rs}(\lambda)$ измерением яркости водной поверхности, участка неба и белого диска. Процедура измерений и обработки данных представлена в работе (Алексанин и др., 2013);
- лабораторный двухлучевой спектрофотометр Shimadzu UV-2600 с интегрирующей сферой IS-2600. Измерение спектров показателя поглощения света ОРОВ $a_g(\lambda)$ проводится по двухлучевой схеме путём анализа фильтрата в кюветах длиной l_g 100 мм. Спектры показателей поглощения света в морской воде взвешенными частицами $a_p(\lambda)$, неживым веществом $a_{нар}(\lambda)$ и клетками фитопланктона $a_{ph}(\lambda)$ определяются анализом отфильтрованного взвешенного вещества на фильтрах GF/F 0,7 мкм с использованием интегрирующей сферы в соответствии с методиками, представленными в публикации (Ocean..., 2018).

Кроме того, измерения спектров поглощения света морской водой, фильтрата и взвешенных частиц на пробах выполнялись с помощью портативного спектрофотометра с интегрирующей сферой ICAM (*англ.* Integrating Cavity Absorption Meter) (Погосян и др., 2009). Отличие использованной методики измерений от описанной ранее в работе (Глуховец и др., 2017) состоит в том, что при обработке спектров показателя поглощения ОРОВ $a_g(\lambda)$ производилась их аппроксимация экспонентой в области 400–500 нм и дальнейшая экстраполяция с использованием полученной зависимости.

Гидрооптические модели и алгоритмы

Моделирование распространения и поглощения солнечного излучения в морской воде выполнялось с использованием подхода, описанного в работе (Kopelevich et al., 2020). В его основе лежит численное решение уравнений переноса излучения для системы «атмосфера – взволнованная поверхность – океан», рассматриваемой как набор плоскопараллельных однородных слоёв с заданными оптическими свойствами. Если вычислены операторы отражения и пропускания для каждого слоя, то с помощью известных рекуррентных формул (см., например, работу (Kopelevich et al., 2020)) можно найти угловое распределение яркости на границах любых слоёв как функции зенитного и азимутального углов Солнца, откуда легко находят облучённость, ФАР и количество поглощённого излучения в любом слое.

Вычисление операторов отражения и пропускания для каждого слоя осуществлялось методом дискретных ординат программой DISORT (Stamnes et al., 1988).

Для атмосферы мы используем трёхслойную модель: верхний слой — нерассеивающий поглощающий слой озона, второй — рэлеевская атмосфера, третий — аэрозоль с модельной индикатрисой Гордона и Кастаньо (Gordon, Castaño, 1989) и оптической толщиной

$\tau = \tau_a(869) \left(\frac{869}{\lambda} \right)^A$, где индекс Ангстрема A и оптическая толщина аэрозоля $\tau_a(869)$ взяты из данных спутниковых сканеров цвета.

Поверхность рассматривается как отдельный слой. Формулы для гладкой поверхности можно найти в работе (Kopelevich et al., 2020); для взволнованной поверхности использовались результаты исследования (Gordon, Wang, 1992). Выполненный для взволнованной поверхности расчёт (скорость ветра 4 м/с, что соответствовало условиям судовых измерений)

показал, что мгновенные значения ФАР в верхнем 10-метровом слое отличаются от результатов расчётов для гладкой поверхности не более чем на 1 %. В дальнейшем все расчёты выполнены для безветренного случая.

Для оценки индикатрисы рассеяния водных слоёв использовалась двухпараметрическая модель светорассеивающих свойств морской воды (Копелевич, 1983), согласно которой показатель рассеяния $b(\gamma)$ на угол γ может быть представлен как сумма вкладов от рассеяния чистой морской воды (индекс w), мелкой (индекс s) и крупной взвеси (индекс l):

$$b(\gamma) = b_w(\gamma) + v_s b_s(\gamma) + v_l b_l(\gamma), \quad (1)$$

где b_w — показатель рассеяния чистой морской воды; v_s и v_l — объёмные концентрации мелкой (размер частиц $<1-2$ мкм) и крупной (размер частиц $>1-2$ мкм) взвеси соответственно; таблицы функций $b_w(\gamma)$, $b_s(\gamma)$ и $b_l(\gamma)$ для длины волны 550 нм приведены в работе (Копелевич, 1983). Для пересчёта к другим длинам волн используются формулы для спектральной зависимости: $b_w \approx \lambda^{-4,3}$, $b_s \approx \lambda^{-1,7}$, $b_l \approx \lambda^{-0,3}$.

Если для длины волны λ_0 известны показатель рассеяния b и показатель рассеяния назад b_b , можно найти параметры v_s и v_l . Для этого проинтегрируем выражение (1) сначала по всем углам, затем по задней полусфере. В результате получится пара линейных уравнений с двумя неизвестными (Буренков и др., 2019). Если решения полученных уравнений подставить в выражение (1) и учесть нормировочный множитель, то получим индикатрису рассеяния, а следовательно, все параметры, необходимые для численного решения уравнений переноса излучения.

Таким образом, для полного описания оптических свойств воды в рамках данной модели достаточно знать спектральную зависимость показателя поглощения $a(\lambda)$, а также показатели рассеяния b и рассеяния назад b_b для некоторой длины волны λ_0 .

В нашем случае с помощью прозрачномера ПУМ определяется показатель ослабления $c(530)$; с помощью приборов ICAM или Shimadzu либо алгоритмов GIOP (Werdell et al., 2013) вычисляется показатель поглощения $a(530)$, откуда находим $b(530) = c(530) - a(530)$. Для определения $b_b(530)$ можно воспользоваться одной из известных формул (см. работу (Werdell et al., 2013)), позволяющих выразить коэффициент яркости толщи моря $\rho(\lambda)$ через параметр $u = b_b/(a + b_b)$. Решая уравнение $\rho = F(u)$ относительно u , находим параметр b_b .

Спектры $\rho(\lambda)$ рассчитывались из спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря $R_{rs}(\lambda)$ по формуле $\rho(\lambda) = \pi \frac{R_{rs}(\lambda)}{0,52 + 1,7R_{rs}(\lambda)}$ (Lee et al., 1998), где $R_{rs}(\lambda)$ измерялись с помощью ручного гиперспектрального радиометра ASD Hand Held с борта судна или спутниковых сканеров цвета MODIS/Aqua и OLCI/Sentinel-3A.

Для уточнения результатов вычисления параметров v_s и v_l с помощью численного алгоритма была выполнена минимизация квадратичной формы $\sum_{i=1}^m (\rho(\lambda_i) - \hat{\rho}(\lambda_i, v_s, v_l))^2$, где $\rho(\lambda_i)$ — измеренные значения коэффициента яркости, а $\hat{\rho}(\lambda_i, v_s, v_l)$ — значения той же величины, рассчитанные с помощью метода дискретных ординат. В качестве первого приближения можно использовать значения v_s и v_l , найденные по результатам прямых определений показателей ослабления и поглощения.

Для восстановления значений показателя поглощения детритом и жёлтым веществом $a_{dg}(\lambda)$, пигментами фитопланктона $a_{ph}(\lambda)$ и $b_{bp}(\lambda)$ из данных $\rho(\lambda)$ использована модель GIOP (Werdell et al., 2013). Для её настройки использован наклон спектральной зависимости $a_g(\lambda)$, рассчитанный по данным прямых измерений с помощью интегрирующей сферы — $0,012 \text{ нм}^{-1}$. Для восстановления спектра $a_{ph}(\lambda)$ применялись модели (Bricaud et al., 1998; Ciotti, Bricaud, 2006).

Спутниковые данные

В работе использованы данные спутниковых сканеров цвета MODIS/Aqua и OLCI/Sentinel-3A. Переменная облачность во время судовых измерений препятствовала получению качественных

одновременных спутниковых данных. Наиболее благоприятные условия наблюдения на два дня предшествовали времени выполнения станции. За 12 июня 2021 г. выбрано два файла: MODIS/Aqua, 10:38:50 GMT, зенитный угол солнца 47,8°; OLCI/Sentinel-3A, 07:56:00 GMT, зенитный угол солнца 49,8°. Работа со спутниковыми данными проводилась в пакете программ SMCS, разработанном в ЛОО ИО РАН (Шеберстов, 2015)

Результаты и обсуждение

Измерения гидрооптических характеристик

На *рис. 2а* представлены вертикальные профили показателя ослабления на 530 нм, интенсивности флуоресценции и температуры морской воды. В верхних 8 м распределение оптических характеристик можно считать однородным. Верхний максимум $c(z, 530)$ и $f_{chlA}(z)$ наблюдался на глубине 18 м и не влиял на цвет моря, так как глубина, выше которой формируется 90 % вклада в яркость излучения, выходящего из водной толщи, составила $z_{90} = 1,15/K_{PAR} = 8,3$ м, где K_{PAR} — коэффициент диффузного ослабления нисходящего потока солнечной радиации в диапазоне ФАР. *Рисунок 2б* — спектры показателей поглощения света взвешенными частицами и ОРОВ, измеренные на фильтрах и по двухлучевой схеме с помощью прибора Shimadzu и лабораторной интегрирующей сферы методом ICAM, и спектр показателя поглощения чистой воды (Pore, Fry, 1997). Следует отметить удовлетворительное согласие результатов прямых определений значений компонентов поглощения морской воды, полученных разными методами, а также преобладающее поглощение чистой воды в области >500 нм. Для определённости далее мы будем использовать данные интегрирующей сферы ICAM.

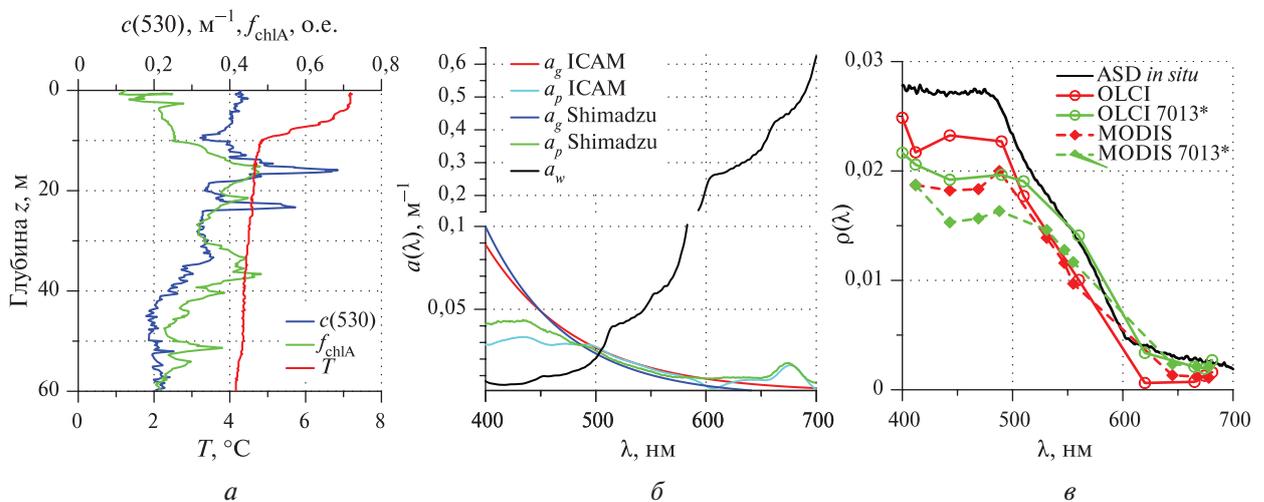


Рис. 2. Вертикальные профили показателя ослабления на 530 нм, интенсивности флуоресценции хлорофилла a , температуры морской воды (a); спектры показателей поглощения ОАК, измеренные на интегрирующей сфере ICAM и приборе Shimadzu, а также спектр показателя поглощения чистой воды (Pore, Fry, 1997) ($б$); спектры коэффициентов яркости толщи моря ($в$)

На *рис. 2в* представлены измеренные спектры коэффициентов яркости толщи моря, определённые 14 июня с борта судна с помощью ручного радиометра ASD Hand Held и полученные 12 июня из спутниковых данных OLCI/Sentinel-3A и MODIS/Aqua. Различие спектров $\rho(\lambda)$ объясняется временной разницей между судовыми и спутниковыми данными, а также ошибками измерений и атмосферной коррекции. При этом форма спектров является подобной, что указывает на то, что разница обусловлена наличием слагаемых, являющихся спектрально-независимыми или монотонно изменяющимися по спектру.

Дополнительные гидрооптические расчёты и моделирование

Для настройки биооптических моделей необходимо провести сравнение полученных разными методами данных. Сравнение $a(\lambda)$, полученного двумя лабораторными методами и рассчитанного различными вариантами модели GIOP по измеренным с помощью ручного радиометра спектрам $\rho(\lambda)$, показано на рис. 3а. Различие измеренных спектров $a(\lambda)$ в коротковолновой области обусловлено инструментальными ошибками. Из различных вариантов настройки параметризации $a_{ph}(\lambda)$ ближе всего к результатам прямых определений на длине волны 530 нм получились результаты модели Ciotti с параметром $sf = 0$ (далее — Ciotti 0), что соответствует отсутствию пикопланктона. В дальнейших расчётах в качестве оценки $a(\lambda)$ по данным GIOP будет использоваться этот результат.

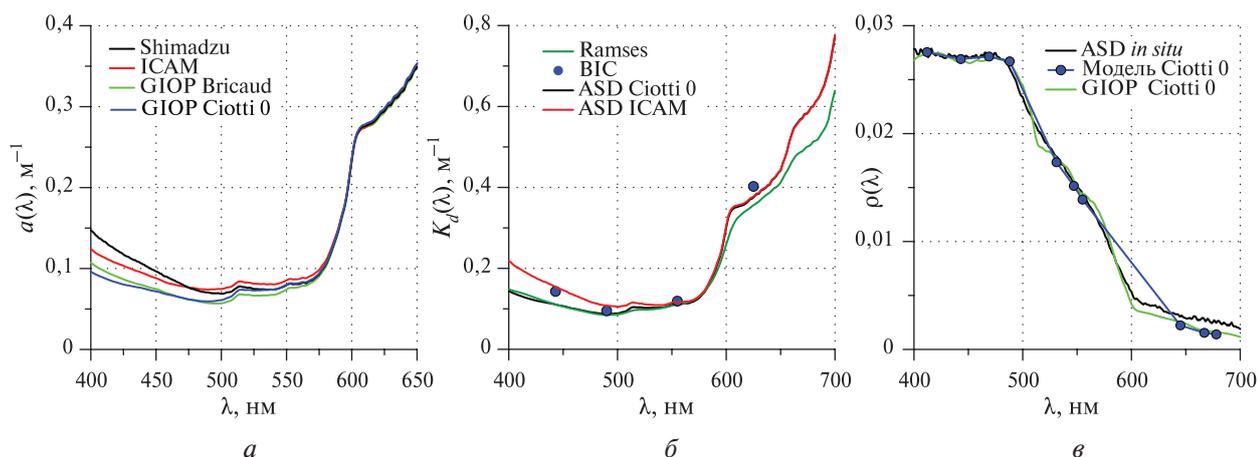


Рис. 3. Сравнение спектрального показателя общего поглощения света морской водой, измеренного лабораторными методами, с результатами расчётов различными алгоритмами GIOP из измеренных спектров $\rho(\lambda)$ (а); рассчитанные значения коэффициента диффузного ослабления света $K_d(\lambda)$ по данным измерений световых полей и моделирования (б); измеренный и восстановленные по данным моделирования спектры коэффициента яркости толщи моря (в)

Значения коэффициента диффузного ослабления нисходящего потока солнечной радиации $K_d(\lambda)$, рассчитанные по измеренной приборами Ramses и BIC спектральной подводной облучённости в слое 2–7 м, а также восстановленные из измерений спектров коэффициентов яркости по гидрооптической модели, приведены на рис. 3б. Несмотря на видимое расхождение спектральных зависимостей $K_d(\lambda)$, как будет показано в следующем разделе, полученные данные позволяют достигнуть удовлетворительных результатов при расчёте поглощения солнечной энергии в толще морской воды.

Сравнение результатов прямого гидрооптического моделирования коэффициентов яркости моря $\rho_{model}(\lambda)$, результатов решения прямой задачи по значениям ОАК, полученным с помощью модели GIOP, и судовых измерений спектра коэффициента яркости выходящего из воды излучения $\rho(\lambda)$ показано на рис. 3в. Отличное соответствие восстановленных по данным моделирования спектров измеренному (относительная ошибка 0,7 % для гидрооптической модели) говорит о качественной настройке моделей. Объёмные концентрации мелкой и крупной взвеси составили 0,058 и 0,77 $\text{см}^3/\text{м}^3$ соответственно.

Расчёт теплосодержания

Полученный полный набор гидрооптических характеристик позволяет рассчитать поток солнечного излучения ($\text{Дж}/\text{м}^2$) в спектральном диапазоне 400–700 нм на различных горизонтах и соответствующее количество поглощённого количества теплоты в кубическом метре ($\text{Дж}/\text{м}^3$). Результаты расчёта суточных значений этих характеристик для района проведения

ст. 7013, а также для чистой воды и более продуктивной воды в точке 7013*, где концентрация Хл по спутниковым оценкам была выше в 2,3 раза (см. *рис. 1*), представлены в *табл. 1*. При расчёте дневных экспозиций ФАР параметры атмосферы определялись в момент пролёта сканера цвета MODIS/Aqua (10:38:50 GMT 12 июня 2021 г.) и предполагались неизменными в течение всего дня, учитывалось лишь изменение высоты Солнца. Использованные для расчётов спектры $\rho(\lambda)$, полученные с помощью ASD или MODIS, показаны на *рис. 3в*; спектры $a(\lambda)$, полученные с помощью ICAM или GIOP, — на *рис. 3а*.

Таблица 1. Результаты расчёта суточных значений потока солнечного излучения (400–700 нм) и его поглощения в толще морской воды

z, м	Ст. 7013, ASD, ICAM		Ст. 7013, ASD, GIOP		Ст. 7013, MODIS, GIOP		Ст. 7013, чистая вода		Точка 7013*, MODIS, GIOP	
	МДж/м ²	МДж/м ³	МДж/м ²	МДж/м ³	МДж/м ²	МДж/м ³	МДж/м ²	МДж/м ³	МДж/м ²	МДж/м ³
0	12,56	2,60	12,56	2,4	12,47	2,46	12,50	1,89	12,48	2,86
1	9,93		10,09		9,99		10,61		9,60	
4	5,57	0,84	6,02	0,79	5,92	0,80	7,78	0,51	4,98	0,86
5	4,72		5,22		5,11		7,27		4,11	
9	2,57	0,33	3,12	0,34	3,02	0,34	5,99	0,22	2,01	0,31
10	2,22		2,76		2,68		5,77		1,70	
14	1,27	0,16	1,73	0,18	1,66	0,18	5,06	0,14	0,88	0,13
15	1,11		1,54		1,48		4,92		0,75	
19	0,65	0,08	0,98	0,10	0,94	0,10	4,42	0,11	0,39	0,06
20	0,57		0,88		0,84		4,31		0,34	
<i>Суммарное поглощение в толще воды, Σ</i>										
Σ, МДж/м ²	12,29		12,29		12,28		12,31		12,29	
Σ, %	97,87		97,91		98,51		98,46		98,49	

Результаты расчёта показывают, что в исследованном регионе суммарное поглощение света в толще воды слабо зависит от наличия и концентрации ОАК. Даже в случае чистой воды различия составляют около 0,5 %. Однако взвешенные частицы и растворённые вещества влияют на распределение поглощённой энергии по глубине. Так, в точке 7013* с более высокой концентрацией Хл в поверхностном слое 0–5 м поглощается больше энергии, чем на ст. 7013, где концентрация Хл ниже. В случае чистой воды поглощение солнечной энергии интенсивнее происходит в более глубоких слоях. Таким образом, наличие ОАК в морской воде приводит к перераспределению поглощаемой солнечной энергии по глубине, значимо увеличивая поглощаемую долю в верхних слоях водной толщи.

Таблица 2. Результаты расчёта относительного (%) поглощения мгновенных значений солнечной энергии в диапазоне ФАР по данным судовых измерений и спутниковым данным сканеров цвета Aqua и OLCI на ст. 7013

z, м	Li-COR	ASD, GIOP	ASD, ICAM	MODIS, GIOP	OLCI, GIOP
1–2	11,1	14,4	15,2	10,6	13,9
4–5	7,3	6,3	6,6	6,3	6,1
9–10	3,7	2,6	2,6	2,6	2,6
14–15	1,7	1,4	1,2	1,4	1,5
19–20	0,8	0,8	0,6	0,8	0,9

Результаты расчёта относительного поглощения мгновенных значений солнечной энергии в диапазоне ФАР по данным судовых измерений и спутниковым данным сканеров цвета MODIS и OLCI на ст. 7013 приведены в *табл. 2*. Следует отметить хорошее соответствие данных, полученных с помощью ICAM и GIOP, а также MODIS и OLCI. Наилучшее соответствие результатов судовых и спутниковых измерений получено при использовании данных MODIS и модели GIOP.

Выводы

Проведённый в южной части Баренцева моря 14 июня 2021 г. натурный эксперимент показал, что судовые измерения показателей поглощения и ослабления света, а также параметров световых полей и коэффициентов яркости толщи моря дают возможность рассчитать полный набор гидрооптических характеристик, задающих региональные оптические свойства вод. Сопоставление результатов гидрооптического моделирования с данными судовых гидрооптических измерений позволило провести валидацию полученных данных и подтвердило правильность настройки выбранных моделей. Это дало возможность рассчитать недостающие гидрооптические характеристики и оценить поглощённую тепловую энергию в видимом спектральном диапазоне в толще морских вод.

Использование модели GIOP для решения обратной задачи по определению общего показателя поглощения и диффузного ослабления света даёт удовлетворительные результаты для расчёта тепловых потоков в морской воде, что подтверждается данными судовых измерений световых полей. Это оправдывает её применение для расчёта тепловых потоков по спутниковым данным в областях вод первого типа. В данном случае качество разделения вкладов фитопланктона, неживых частиц и окрашенного растворённого органического вещества в общее поглощение света не играет существенной роли. Кроме того, следует отметить, что, несмотря на различие значений $K_d(\lambda)$, полученных разными методами (см. *рис. 3б*), рассчитанные величины поглощения солнечной энергии в толще морской воды различаются незначительно (см. *табл. 1*).

Результаты могут быть использованы в комплексных климатических моделях (Madec et al., 2017) для оценки потоков тепла на границах раздела «морская толща – атмосфера» и для изучения механизмов перераспределения тепла в толще вод.

Гидрооптические исследования проведены в рамках государственного задания по темам № 0128-2021-0001 (ИО РАН) и № 0211-2021-0007 (ТОИ ДВО РАН). Моделирование поглощения солнечной энергии в толще морской воды выполнено в рамках гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 19-55-45024. Грант предоставлен через ИО РАН.

Авторы выражают благодарность Е. А. Агловой, В. А. Артемьеву, А. В. Григорьеву, А. Н. Храпко и А. В. Юшмановой за помощь в проведении измерений, а также профессору кафедры биофизики биологического факультета Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова С. И. Погосяну за возможность использования измерителя поглощения ICAM.

Литература

1. *Александрин А. И., Качур В. А., Салюк П. А.* Обработка измерений гиперспектрорадиометра ASD для верификации спутниковых оценок биопараметров океана // Современные методы и средства океанологических исследований МСОИ-2013: материалы 13-й Международной научно-техн. конф. 14–16 мая 2013, ИО РАН. М.: АПР, 2013. С. 96–100.
2. *Артемьев В. А., Таскаев В. Р., Григорьев А. В.* Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Современные методы и средства океанологических исследований МСОИ-2021: материалы 17-й Международной научно-техн. конф. 18–20 мая 2021, ИО РАН. М.: ИО РАН, 2021. С. 95–99.
3. *Буренков В. И., Шеберстов С. В., Артемьев В. А., Таскаев В. Р.* Оценка погрешности измерения показателя ослабления света морской водой в мутных водах арктических морей // Светотехника. 2019. № 2. С. 56–60.

4. Глуховец Д. И., Шеберстов С. В., Копелевич О. В., Зайцева А. Ф., Погосян С. И. Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы // Светотехника. 2017. № 5. С. 39–43.
5. Гольдин Ю. А., Глуховец Д. И., Гуреев Б. А., Григорьев А. В., Артемьев В. А. Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 814–822.
6. Копелевич О. В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 208–234.
7. Нагорный И. Г., Салюк П. А., Майор А. Ю., Дорошенко И. М. Мобильный комплекс для оперативно-го исследования водных акваторий и приводной атмосферы // Приборы и техника эксперимента. 2014. № 1. С. 103–106.
8. Погосян С. И., Дургарян А. М., Конюхов И. В., Чивкунова О. Б., Мерзляк М. Н. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 934–939.
9. Шеберстов С. В. Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.
10. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
11. Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H. Variations in light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models // J. Geophysical Research. 1998, V. 103. P. 31033–31044.
12. Chang G., Barnard A., Zaneveld J. R. V. Optical closure in a complex coastal environment: particle effects // Applied Optics. 2007. V. 46(31). P. 7679–7692. DOI: 10.1364/ao.46.007679.
13. Ciotti A. M., Bricaud A. Retrievals of a size parameter for phytoplankton and spectral light absorption by colored detrital matter from water-leaving radiances at SeaWiFS channels in a continental shelf region off Brazil // Limnology and Oceanography. 2006. V. 4. P. 237–253.
14. Gordon H. R., Castañó D. J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects // Applied Optics. 1989. V. 28. P. 1320–1326.
15. Gordon H. R., Wang M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The rayleigh-scattering component // Applied Optics. 1992. V. 32. P. 4247–4260.
16. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column // J. Marine Science and Engineering. 2020. V. 8. Art. No. 456. 34 p. DOI: 10.3390/jmse8060456.
17. Lee Z., Carder K. L., Mobley C. D., Steward R. G., Patch J. S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model // Applied Optics. 1998. V. 37. P. 6329–6338.
18. Lefering I., Bengil F., Trees C., Röttgers R., Bowers D., Nimmo-Smith A., McKee D. Optical closure in marine waters from in situ inherent optical property measurements. // Optics Express. 2016. V. 24(13). P. 14036–14052. DOI: 10.1364/oe.24.014036.
19. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P. A., Bricaud C., Bruciaferri D., Calvert D., Chanut J., Clementi E., Coward A., Delrosso D., Ethé C. NEMO Ocean Engine. Paris, France: Institut Pierre-Simon Laplace, 2017. 396 p.
20. Mobley C. D., Chai F., Xiu P., Sundman L. K. Impact of improved light calculations on predicted phytoplankton growth and heating in an idealized upwelling-downwelling channel geometry // J. Geophysical Research: Oceans. 2015. V. 120(2). P. 875–892. DOI: 10.1002/2014jc010588.
21. Morel A., Priour L. Analysis of variations in ocean color // Limnology and Oceanography. 1977. V. 22. P. 709–722.
22. Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. In 8 vol. / eds. Neeley A. R., Mannino A. Dartmouth, NS, Canada: IOCCG, 2018. 78 p. V. 1. Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v1.0). DOI: <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-119>.
23. Ohlmann J. C. Ocean Radiant Heating in Climate Models // J. Climate. 2003. V. 16(9). P. 1337–1351. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)16<1337:orhcm>2.0.co;2.
24. Pope R. M., Fry E. S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // Applied Optics. 1997. V. 36(33). P. 8710–8723.
25. Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Applied Optics. 1988. V. 27. P. 2502–2509.
26. Werdell P. J., Franz B. A., Bailey S. W., Feldman G. C., Boss E., Brando V. E., Dowell M., Hirata T., Lavelander S. J., Lee Z., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T. S., Smyth T. J., Antoine D., Devred E., d'Andon O. H. F., Mangin A. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. V. 52(10). P. 2019–2037. DOI: 10.1364/AO.52.002019.

Retrieval of the full complex of optical characteristics for heat content assessing in the southern part of the Barents Sea in June 2021

D. I. Glukhovets^{1,2}, P. A. Salyuk³, S. V. Sheberstov¹,
S. V. Vazyulya¹, I. V. Sahling¹, I. E. Steepochkin³

¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia
E-mail: glukhovets@ocean.ru

² Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny 141700, Russia

³ V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia

The full set of optical characteristics (without taking into account polarization) was retrieved using hydro-optical models from shipboard and satellite data from MODIS and OLCI ocean color scanners. The obtained full set of characteristics is used to estimate the values of solar energy absorption in the seawater. To adjust the models, the results of shipboard measurements of light absorption and extinction, upwelling and downwelling spectral fluxes of solar radiation and spectral reflectance, performed in the southern part of the Barents Sea on June 14, 2021, were used. Comparison of the results of hydro-optical modeling with the data of marine hydro-optical measurements made it possible to validate the obtained results and confirmed the correctness of the selected models parameters, which justifies their use for calculating heat fluxes from satellite data in case 1 waters. The calculation results show that in the studied region, the total absorption of light in the water column weakly depends on the presence and concentration of suspended particles and dissolved substances. Their presence in seawater leads to a redistribution of absorbed solar energy over depth, significantly increasing the absorbed part in the upper layers of the water column.

Keywords: optical characteristics, sea water, PAR, solar energy absorption, Barents Sea

Accepted: 07.09.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-214-225

References

1. Aleksanin A. I., Kachur V. A., Salyuk P. A., Processing of Measurements by the Hyperspectroradiometer ASD for Verifying Satellite Estimates of Oceanic Bioparameters, *Sovremennye metody i sredstva okeanologicheskikh issledovaniy* (Modern Methods and Means of Oceanological Research MSOI-2013, Proc. 13th Intern. Scientific and Technical Conf.), 14–16 May, 2013, Moscow, Moscow: APR, 2013, pp. 96–100 (in Russian).
2. Artemev V. A., Taskaev V. R., Grigorev A. V., Autonomous Transparency Meter PUM-200, *Sovremennye metody i sredstva okeanologicheskikh issledovaniy* (Modern Methods and Means of Oceanological Research MSOI-2021, Proc. 17th Intern. Scientific and Technical Conf.), 18–20 May, 2021, Moscow, Moscow: IO RAN, 2021, pp. 95–99 (in Russian).
3. Burenkov V. I., Sheberstov S. V., Artemev V. A., Taskaev V. R., Estimation of the Error in Measuring the Indicator of Light Attenuation by Seawater in the Turbid Waters of the Arctic Seas, *Light and Engineering*, 2019, Vol. 27, No. 5, pp. 103–111.
4. Glukhovets D. I., Sheberstov S. V., Kopelevich O. V., Zaytseva A. F., Pogosyan S. I., Measurement of Sea Water Absorption Factor Using Integrating Sphere, *Light and Engineering*, 2018, Vol. 26, No. 5, pp. 120–126.
5. Goldin Y. A., Glukhovets D. I., Gureev B. A., Grigoriev A. V., Artemiev V. A., Shipboard flow-through complex for measuring bio-optical and hydrological seawater characteristics, *Oceanology*, 2020, Vol. 60, No. 5, pp. 713–720.
6. Kopelevich O. V., Low-parameter model of the optical properties of seawater, *Optika okeana* (Ocean optics), Moscow: Nauka, 1983, Vol. 1, pp. 208–234 (in Russian).
7. Nagorny I. G., Salyuk P. A., Maior A. Yu., 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.

8. Pogosyan S. I., Durgaryan A. M., Konyukhov I. V., Chivkunova O. B., Merzlyak M. N., Absorption spectroscopy of microalgae, cyanobacteria, and dissolved organic matter: measurements in an integrating sphere cavity, *Oceanology*, 2009, Vol. 49, No. 6, pp. 866–871.
9. Sheberstov S. V., System for batch processing of oceanographic satellite data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 6, pp. 154–161 (in Russian).
10. Shifrin K. S., *Vvedenie v optiku okeana* (Introduction to Ocean Optics), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983, 278 p. (in Russian).
11. Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H., Variations in light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models, *J. Geophysical Research*, 1998, Vol. 103, pp. 31033–31044.
12. Chang G., Barnard A., Zaneveld J. R. V., Optical closure in a complex coastal environment: particle effects, *Applied Optics*, 2007, Vol. 46(31), pp. 7679–7692, DOI: 10.1364/ao.46.007679.
13. Ciotti A. M., Bricaud A., Retrievals of a size parameter for phytoplankton and spectral light absorption by colored detrital matter from water-leaving radiances at SeaWiFS channels in a continental shelf region off Brazil, *Limnology and Oceanography*, 2006, Vol. 4, pp. 237–253.
14. Gordon H. R., Castaño D. J., Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects, *Applied Optics*, 1989, Vol. 28, pp. 1320–1326.
15. Gordon H. R., Wang M., Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The rayleigh-scattering component, *Applied Optics*, 1992, Vol. 32, pp. 4247–4260.
16. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S., Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column, *J. Marine Science and Engineering*, 2020, Vol. 8, Art. No. 456, 34 p., DOI: 10.3390/jmse8060456.
17. Lee Z., Carder K. L., Mobley C. D., Steward R. G., Patch J. S., Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model, *Applied Optics*, 1998, Vol. 37, pp. 6329–6338.
18. Lefering I., Bengil F., Trees C., Röttgers R., Bowers D., Nimmo-Smith A., McKee D., Optical closure in marine waters from in situ inherent optical property measurements, *Optics Express*, 2016, Vol. 24(13), pp. 14036–14052, DOI: 10.1364/oe.24.014036.
19. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P. A., Bricaud C., Bruciaferri D., Calvert D., Chanut J., Clementi E., Coward A., Delrosso D., Ethé C., *NEMO Ocean Engine*, Paris, France: Institut Pierre-Simon Laplace, 2017, 396 p.
20. Mobley C. D., Chai F., Xiu P., Sundman L. K., Impact of improved light calculations on predicted phytoplankton growth and heating in an idealized upwelling-downwelling channel geometry, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2015, Vol. 120(2), pp. 875–892, DOI: 10.1002/2014jc010588.
21. Morel A., Prieur L., Analysis of variations in ocean color, *Limnology and Oceanography*, 1977, Vol. 22, pp. 709–722.
22. *Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation*, In 8 vol., Neeley A. R., Mannino A. (eds.), Dartmouth, NS, Canada: IOCCG, 2018, 78 p., V. 1, Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v1.0), DOI: <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-119>.
23. Ohlmann J. C., Ocean Radiant Heating in Climate Models, *J. Climate*, 2003, Vol. 16(9), pp. 1337–1351. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)16<1337:orhcm>2.0.co;2.
24. Pope R. M., Fry E. S., Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements, *Applied Optics*, 1997, Vol. 36(33), pp. 8710–8723.
25. Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K., Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 1988, Vol. 27, pp. 2502–2509.
26. Werdell P. J., Franz B. A., Bailey S. W., Feldman G. C., Boss E., Brando V. E., Dowell M., Hirata T., Lavender S. J., Lee Z., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T. S., Smyth T. J., Antoine D., Devred E., d'Andon O. H. F., Mangin A., Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties, *Applied Optics*, 2013, Vol. 52(10), pp. 2019–2037, DOI: 10.1364/AO.52.002019.