

УДК 551.465

О СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МАКСИМУМА СПЕКТРА КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2015 г. Г. С. Карабашев, М. А. Евдошенко

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

e-mail: genkar@mail.ru

Поступила в редакцию 05.06.2013 г., после доработки 06.05.2014 г.

Предложен способ определения длины волны максимума спектра коэффициента яркости водной поверхности, основанный на сплайн-интерполяции его оценок спутниковым сканером цвета океана MODIS-Aqua на длинах волн 469, 488, 531, 547, 555 нм. Способ опробован на примере спектров коэффициента яркости, измеренных плавающим спектрорадиометром, и применен к массиву цифровых изображений Черного моря, полученных с помощью сканера с 2003 по 2011 гг. Обнаружено, что в пелагиали Черного моря длина волны максимума указанного спектра смещается к коротковолновой границе видимого спектра с весны до осени, начиная с западной части пелагиали. Этот эффект объясняется сезонными изменениями состава и содержания оптически значимых примесей, обусловленными годичным циклом жизнедеятельности морского фитопланктона.

DOI: 10.7868/S0030157415020057

1. ВВЕДЕНИЕ

Развитие спутниковых сканеров цвета океана (СЦО) началось в 60–70-х гг. прошлого века с измерений спектров коэффициента яркости моря $Rrs(\lambda)$ с помощью спектрорадиометра на авианосителе [12]. Такой спектр слабо зависит от условий освещения, но тесно связан с содержанием и составом примесей морской воды и, следовательно, может быть использован для их дистанционного определения.

Со временем регистрация $Rrs(\lambda)$ с помощью судовых спектрорадиометров превратилась в важную составляющую подспутниковых наблюдений в поддержку функционирования ряда поколений СЦО для мультиспектрального дистанционного зондирования. Теперь уже ясно, что форма и амплитуда спектров $Rrs(\lambda)$ крайне чувствительны к количественному и качественному составу веществ, растворенных и взвешенных в морской воде, и несут информацию о состоянии верхнего слоя водоема. Это понимание реализуется ныне в интенсивном развитии средств гиперспектрального дистанционного зондирования морской среды с авиа- и спутниковых носителей с разрешением до 1–2 нм по длине волны и до метров по пространству ([10] и др.).

По ряду причин нет оснований ожидать, что результаты гиперспектральных съемок морских акваторий будут так же доступны, как и данные мультиспектральных съемок современными СЦО. Спектральное разрешение последних определяется числом каналов, полушириной и длиной волны

максимума их спектральных полос. На видимый спектр (400–700 нм) приходится не более десяти каналов, из них практически неприменимы до 2–3 каналов в случае наблюдений во внутренних морях, проливах и прочих переходных акваториях, где смещенность оценок яркости по краям спектра может оказаться недопустимо большой из-за ошибок атмосферной коррекции. Каналы распределены по спектру неравномерно, оставляя непокрытой желто-оранжевую область. Как следствие, разреженность определений Rrs по спектру не позволяет восстанавливать форму $Rrs(\lambda)$ и ее характеристики, включая длину волны максимума λ_m , и оценки Rrs пересчитываются в концентрации примесей с помощью индексов цвета (отношений спектрально-различных яркостей), неспособных воспроизвести всю спектральную информацию, представленную в полном спектре.

После репроцессинга данных СЦО MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer на спутнике Aqua), осуществленного группой OBPG (Ocean Biology Processing Group) в NASA в 2009 г., в средней части спектра появился учащенный ряд каналов с центрами на длинах волн 469, 488, 531, 547, 555 нм. Он почти покрывает область изменчивости λ_m спектров коэффициента яркости в крупных озерах и внутренних морях. В связи с этим целесообразно воспользоваться MODIS-снимками Черного моря, найти λ_m для каждого элемента изображения путем интерполяции оценок Rrs на длинах волн указанных каналов, построить многолетние среднемесячные распреде-

ления λ_m по акватории бассейна, а затем проверить подобные распределения на познавательную ценность и совместимость с представлениями о свойствах бассейна. Настоящая работа посвящена реализации этого подхода.

Выбор Черного моря оправдан тем, что оно является типичным внутренним морем, неплохо изучено, благоприятно для применений СЦО по длительности относительного солнечного сияния [7] и достаточно разнообразно по оптическим свойствам вод.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для предварительной проверки реализуемости подхода мы воспользовались опубликованными спектрами $Rrs(\lambda)$, измеренными в экспедициях на Черном море [2] и в южной Атлантике [18] с помощью плавающего спектро радиометра с разрешением 2 нм, созданного в Лаборатории оптики океана Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ЛОО ИО РАН). Взятые из них оценки Rrs на длинах волн 469, 488, 531, 547, 555 нм имитировали воспроизведение спектров каналами СЦО MODIS. Для интерполяции указанных оценок использовали кубические сплайны, известные своими хорошими аппроксимативными свойствами [1]. Рис. 1 демонстрирует удовлетворительную воспроизводимость исходных $Rrs(\lambda)$ результатами сплайн-интерполяции имитирующих спектров: расхождения оценок λ_m оригинала и имитации не превышает 10 нм, если λ_m оригинала лежит в интервале 469–555 нм. Попытка расширить диапазон интерполяции, добавив канал с центром на 645 нм, не удалась из-за появления ложного экстремума между $Rrs(555)$ и $Rrs(645)$, что характерно для сплайн-интерполяции чрезмерно разреженных данных.

Более основательная проверка была сделана на примере массива спектров $Rrs(\lambda)$, зарегистрированных в ходе экспедиций ЛОО ИО РАН летом 2004–2009 гг. на северо-востоке Черного моря. Применяя то же сравнение оригинального спектра с его сплайн-интерполированной имитацией в интервале 469–555 нм, мы получили выборку разностей $d\lambda = \lambda_{\text{мор}} - \lambda_{\text{мим}}$ объемом 84 члена (здесь $\lambda_{\text{мор}}$ и $\lambda_{\text{мим}}$ — длины волн максимумов спектра-оригинала и спектра-имитации) и построили гистограмму относительного распределения $d\lambda$ по величине, представленную на рис. 2. Здесь значительная часть разностей лежит в пределах ± 5 нм, несколько большая доля укладывается в интервал ± 10 нм и лишь несколько оценок $d\lambda$ выходят за эти пределы. Такие оценки случались, когда $Rrs(\lambda)$ имели почти плоские максимумы подобно спектру 3 на рис. 1. В целом, результаты проверок свидетельствовали о правомерности интервальной оценки длин волн максимумов $Rrs(\lambda)$ при ширине интервалов не менее 10–15 нм, если

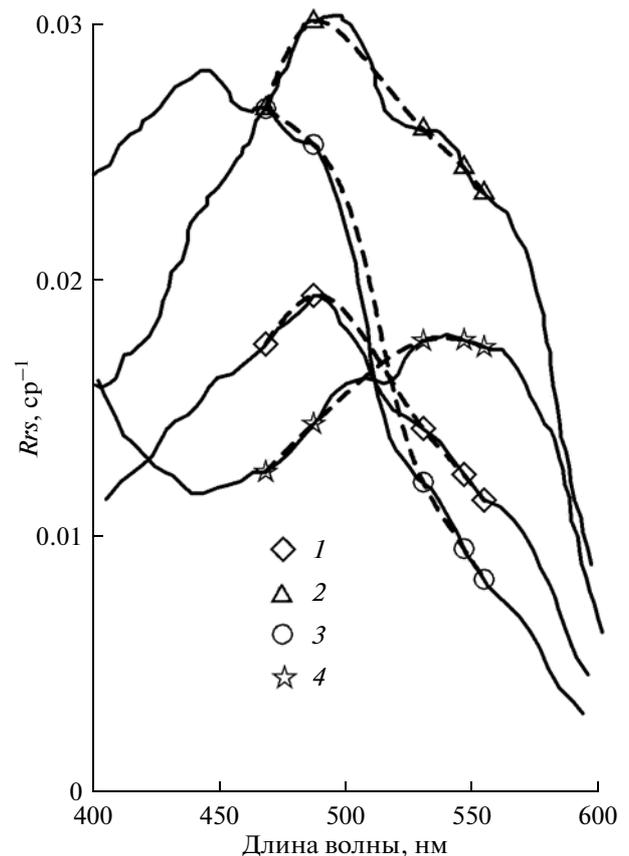


Рис. 1. Реальные спектры $Rrs(\lambda)$ (сплошные линии), имитация этих спектров на длинах волн СЦО MODIS-Aqua 469, 488, 531, 547, 555 нм (символы 1–4) и аппроксимация спектров-имитаций кубическими сплайнами (пунктир). Построено по данным спектро радиометра ЛОО ИО РАН в глубоководной части Черного моря (1-, 2- и 3-й рейсы ИС “Акванавт”, 1997 г. [2]) и на субполярном фронте южной Атлантики (4- и 17-й рейсы НИС “Сергей Вавилов”, 2001 г. [18]).

спектр восстанавливается по определениям Rrs на длинах волн 469–555 нм путем интерполяции кубическими сплайнами. Применение такой интерполяции к $Rrs(\lambda)$ пикселей спутниковых изображений бассейна позволяет строить карты величины $\lambda_{\text{мин}}$ в 6–9 градациях и сравнивать их с картами освоенных океанологических характеристик. Пока что это единственный способ определения познавательного потенциала ранее недоступных массовых определений λ_m по данным сканеров цвета океана.

Цифровые изображения Черного моря заказывались нами как авторизованными пользователями через OBPG NASA и копировались после получения индивидуального доступа к ним. В результате были сформированы массивы цифровых изображений Черного моря на длинах волн 413, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678 нм, представленные в виде стандартных продуктов уровня L2 с разрешением 1×1 км в надир. Были исполь-

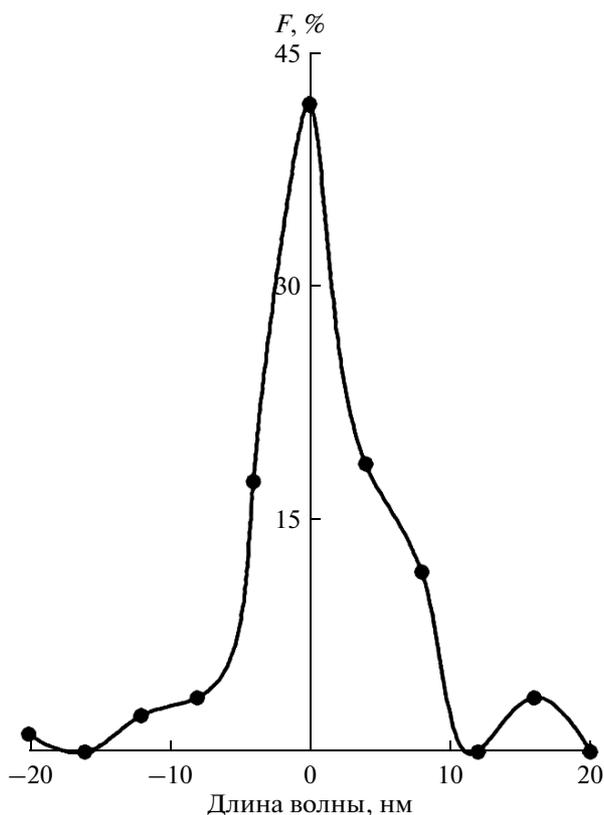


Рис. 2. Относительная частота F , % распределения разностей $d\lambda$ по величине ($F\% = 100 \times p_i/84$, где p_i — число попаданий в i -й интервал разностей). Построено по данным ЛОО ИО РАН, полученным с помощью спектро радиометра в северо-восточной части Черного моря в 2004–2009 гг.

зованы данные MODIS-Aqua за 2003–2011 гг. для апреля, когда современный сток Дуная максимален [8], июня (период “цветения” кокколитофорида [13]), мая (промежуток между паводком и “цветением”) и сентября (период без явного фаворита среди факторов сезонной изменчивости вод Черного моря).

Как известно, структура “мгновенных” спутниковых изображений моря формируется под действием множества факторов различных пространственно-временных масштабов и потому бывает крайне изменчивой, что затрудняет их интерпретацию и сравнение с данными традиционных наблюдений. Чтобы иметь дело с долговременными достаточно устойчивыми трендами изменчивости λ_m , оценки $Rrs(\lambda)$ в виде атрибутов пикселей изображения с произвольным шагом по координатам усреднялись в ячейках регулярной сетки с шагом $2'$ по широте и $2.7'$ по долготе. На

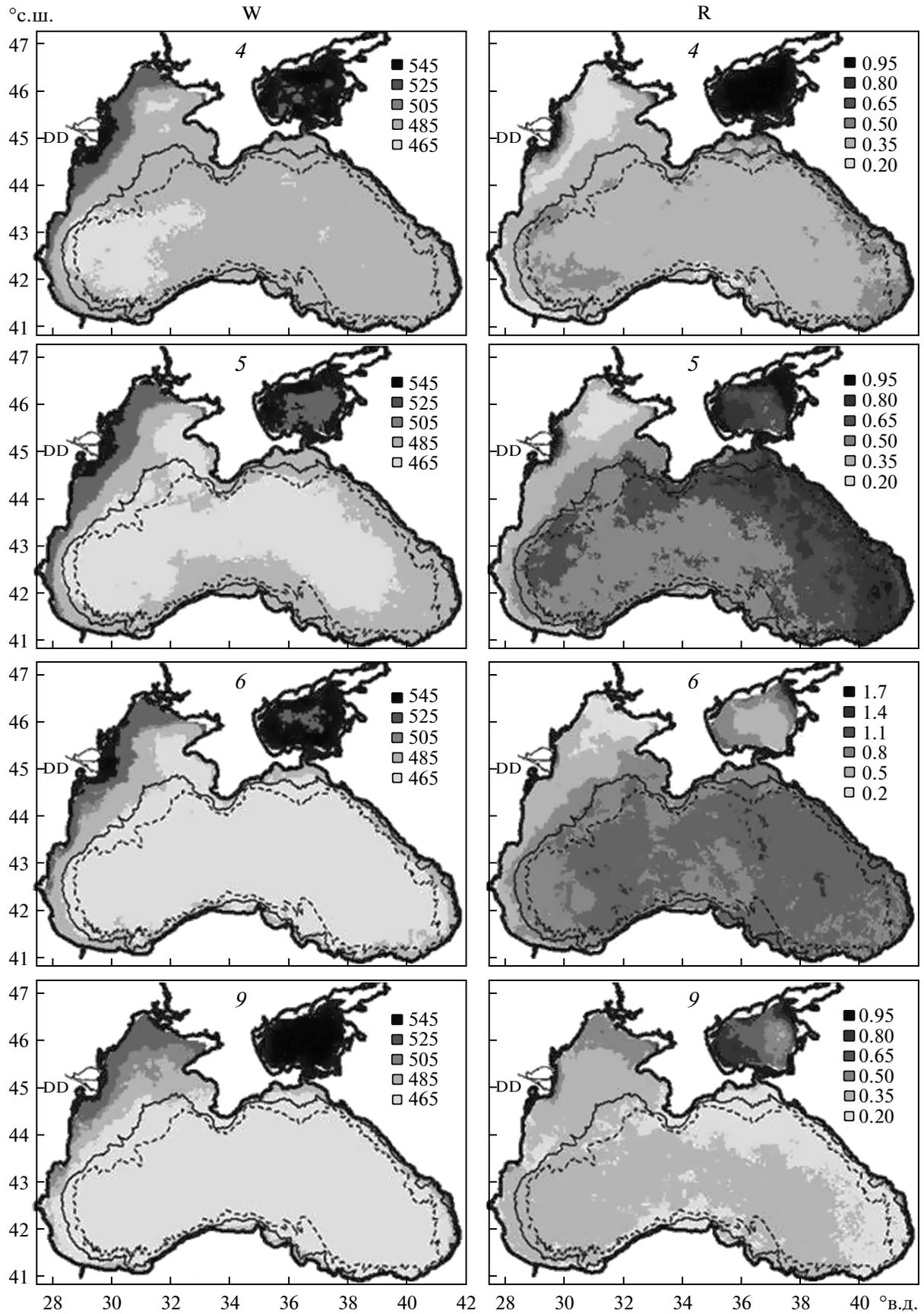
местности они выглядят как квадраты 3.6×3.6 км. Индивидуальные изображения моря проектировались на эту сетку, а затем она же использовалась для осреднения спроектированных данных по месяцам.

Изображения водоема, получаемые с помощью СЦО, нередко портит множество дефектов. Они ставят перед выбором: строить среднесезонные распределения путем осреднения всех приемлемых данных, выигрывая в обеспеченности результата, или применить процедуру осреднения к малочисленным изображениям наилучшего качества, повысив вероятность несмещенности оценок среднего, но проиграв в их обеспеченности. Под “наилучшим качеством” здесь понимается максимальное покрытие акватории моря доброкачественными пикселями. Очевидно, снимки такого качества получаются при безоблачной или малооблачной погоде по всему бассейну и нахождении оси полосы обзора СЦО приблизительно над его серединой. Наилучшее качество осредняемых изображений бассейна повышает достоверность среднего распределения, важную при истолковании данных. Поэтому мы предпочли второй подход, включив в выборки изображений того или иного месяца по три файла пространственно-осредненных изображений с наиболее полным покрытием акватории моря. Далее были рассчитаны среднемноголетние распределения $Rrs(\lambda)$ для вышеназванных месяцев по выборкам из 27 членов каждая (по три за год с 2003 по 2011 гг.) на регулярной сетке с ячейками 3.6×3.6 км. Значение λ_m в ячейке находили как длину волны максимума квазинепрерывного спектра, восстановленного посредством интерполяции кубическими сплайнами средних Rrs в ячейке на длинах волн от 469 до 555 нм. В итоге были получены четыре однородные таблицы из восьми столбцов и более чем 30000 строк, каждая из которых содержала географические координаты ячейки и ее атрибуты — оценку λ_m и пять оценок среднемноголетних $Rrs(469-555)$. Содержимое этих таблиц визуализировалось в виде точечных карт без применения интерполяции, чем обеспечено строгое соответствие карт табулированным данным.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 3 сравниваются многолетние среднемесячные распределения длины волны λ_m максимума спектра $Rrs(\lambda)$ (карты W) и коэффициента яркости $Rrsm$ в максимуме этого спектра (карты R). Карты W демонстрируют две тенденции. Первая из

Рис. 3. Среднемноголетние распределения λ_m , нм (карты W) и $Rrs(488)\%$ (карты R) за 2003–2011 гг. в апреле (4), мае (5), июне (6) и сентябре (9) в Черном море, рассчитанные по цифровым изображениям бассейна (СЦО MODIS), усредненным на регулярной сетке с ячейками 3.6×3.6 км. Изобаты 200 м (сплошная линия) и 1400 м (пунктир) обозначают континентальный склон. DD — основные русла дельты Дуная.



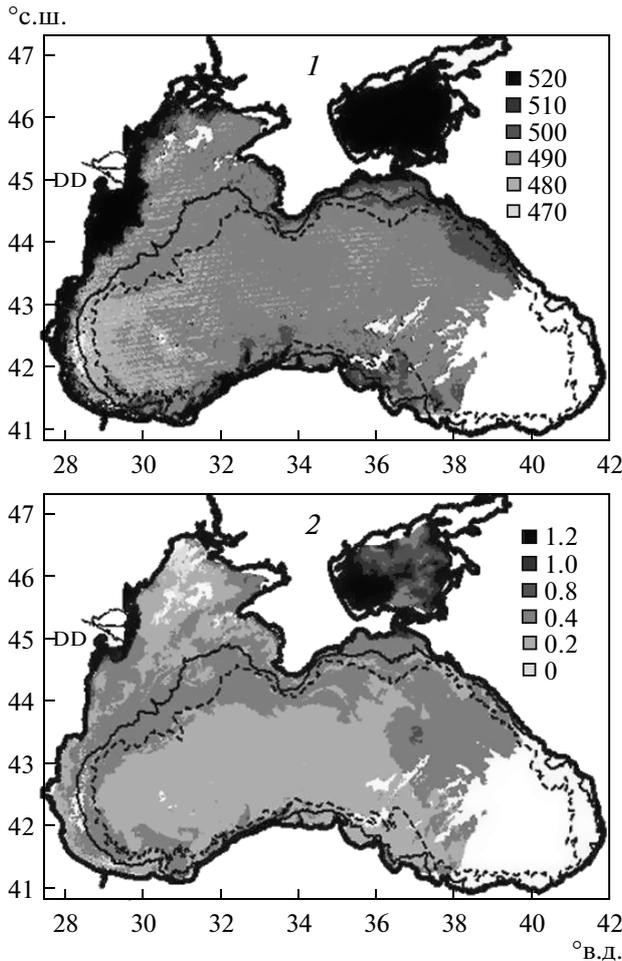


Рис. 4. Распределения λ_m (1) и $Rrs(488)$ (2), построенные с использованием неосредненного цифрового изображения СЦО MODIS от 22.04.2011 г. аналогично картам на рис. 3.

них известна, реализуется в любых морях и океанах и состоит в том, что длина волны максимума спектра λ_m смещается в длинноволновую область с переходом от открытого моря к побережьям (“красное смещение”). Вторая тенденция ранее не отмечалась и проявилась в том, что в пределах континентального склона с апреля по сентябрь старшие градации λ_m вытеснялись младшими, т.е. с апреля по сентябрь λ_m смещалась к коротковолновой границе видимого спектра (“синее смещение” λ_m). Все это происходило на фоне разнонаправленных изменений амплитуды спектров (карты R на рис. 3), и даже радикальное усиление яркости Черного моря в июне (R6) не повлияло на направленность “синего смещения”. Последнее указывает на взаимную независимость структуры распределений λ_m и Rrs . Вместе с тем структуры распределений Rrs и неинтерполированных оценок Rrs на длинах волн каналов сканера различались лишь второстепенными деталями на периферии моря.

Подобно среднемноголетним, структуры “мгновенных” распределений λ_m и Rrs также не обнаруживали признаков подобия вне мелководий и прибрежий. Пример таких распределений приведен на картах рис. 4, построенных по данным съемки 22 апреля 2011 г. (рис. 4). В этот день Основное Черноморское течение (ОЧТ) проявилось как полоса повышенных Rrs над континентальным склоном западнее 34° в.д. В поле λ_m нет ничего подобного этой полосе, несмотря на предельно узкий шаг градаций по длине волны излучения (рис. 4).

Зависимость сезонных и пространственных трендов величины λ_m от региональных особенностей черноморского бассейна демонстрируют распределения оценок λ_m по величине, рассчитанные для открытого Черного моря в границах изобаты 1400 м, для Азовского моря и для северо-западного (СЗ) мелководного шельфа Черного моря севернее 44° с.ш. Эти акватории обозначены на карте рис. 5 цифрами 1, 2 и 3 соответственно, а отвечающие им распределения представлены там же в виде гистограмм числа попаданий N оценок λ_m в интервалы длин волн $\Delta\lambda_i = \lambda_i - \lambda_{i+1}$. Здесь очевидно следующее: (а) распределение λ_m в открытом Черном море отличается минимальной полушириной и единственным максимумом, который смещается к коротковолновой границе видимого спектра в последовательности 485 (апрель), 479 (май), 479 (июнь), 474 нм (сентябрь); (б) λ_m спектров Rrs в Азовском море приурочена к длинноволновой границе используемого спектрального диапазона и демонстрирует слабые беспорядочные сезонные изменения; (в) водам СЗ шельфа свойственна максимальная сезонная изменчивость λ_m , при которой двухмодальное распределение в апреле, мае и июне сменяется почти равномерным распределением в сентябре. При этом структура распределения Rrs на шельфе претерпела не менее радикальную перестройку с июля по сентябрь, меняясь независимо от структуры поля λ_m с апреля по июль (см. карты на рис. 3).

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Общее для всех СЦО допущение состоит в том, что изменчивость коэффициента яркости зависит только от содержания и состава взвеси и окрашенных примесей в морской воде, поскольку он рассчитывается по нормализованной яркости, чем устраняется зависимость Rrs от условий освещения моря Солнцем и прочих сопутствующих факторов [16]. Rrs растет вслед за светорассеиванием и убывает вслед за светопоглощением вод, что выражается соотношением $Rrs(\lambda) \sim b_b(\lambda)/a(\lambda)$, где $b_b(\lambda)$ и $a(\lambda)$ — коэффициенты обратного рассеяния и поглощения солнечной радиации соответственно. В Черном море в слое формирования восходящей яркости преобладают оптически

крупные частицы, в силу чего спектральная селективность $b_b(\lambda)$ выражена слабо. Селективность $a(\lambda)$ определяется прежде всего окрашенными растворенными органическими веществами (ОРОВ) естественного происхождения и собственным поглощением воды. Последнее доминирует в желто-красной области видимого спектра и пренебрежимо мало в сине-фиолетовой. Здесь ОРОВ являются главным фактором изменчивости поглощения света, их поглощательная способность растет с уменьшением длины волны излучения [17]. Как следствие, естественная изменчивость длинноволновой яркости моря определяется только количеством и размерным составом взвешенных частиц (вклад воды в поглощение всюду одинаков), тогда как коротковолновая яркость усиливается с ростом концентрации частиц и убывает с ростом содержания ОРОВ.

Как правило, полоса поглощения хлорофилла фитопланктона с максимумом около 440 нм не влияет на спектры $Rrs(\lambda)$, но иногда она проявляется в них в виде минимума в области 430–450 нм при высоком спектральном разрешении или в виде минимума, например, на 443 нм относительно 412 и 469 нм в случае MODIS. Пример спектра $Rrs(\lambda)$ с хлорофилльным минимумом приведен на рис. 1, график 4.

Методические аспекты. Предложенный способ определения λ_m с помощью сплайн-интерполяции учащенных оценок Rrs представляется оправданным, пока задача не решается аппаратными средствами. Сам факт обнаружения неизвестного ранее сезонного хода длины волны максимума спектров Rrs в Черном море указывает на целесообразность дальнейших применений способа. В связи с этим отметим присущие ему ограничения.

1. Способ не универсален по двум причинам: он зависит от номинальных характеристик спектральных каналов СЦО, которые до сих пор выбираются без учета возможностей определения формы спектральной полосы Rrs в границах видимой области; на акваториях с водами высокой прозрачности имеет место $\lambda_m < 469$ нм.

2. Диапазон 469–555 нм не охватывает желто-оранжевую область спектра, куда смещается λ_m в водах с предельно сильным поглощением коротковолнового солнечного излучения (например, 4 на рис. 1) и где ошибки атмосферной коррекции еще не слишком велики. СЦО MERIS (Medium Resolution Imaging Spectroradiometer, ESA) располагал каналом на 620 нм, но номиналы его каналов в средней части спектра (490, 510, 560, 620 нм) слишком разрежены, и попытки применить к ним сплайн-интерполяцию приводили к появлению ложных экстремумов.

3. Черноморский массив из 84 членов (см. выше) включал несколько спектров $Rrs(\lambda)$ с почти плоскими вершинами. Подобные спектры реги-

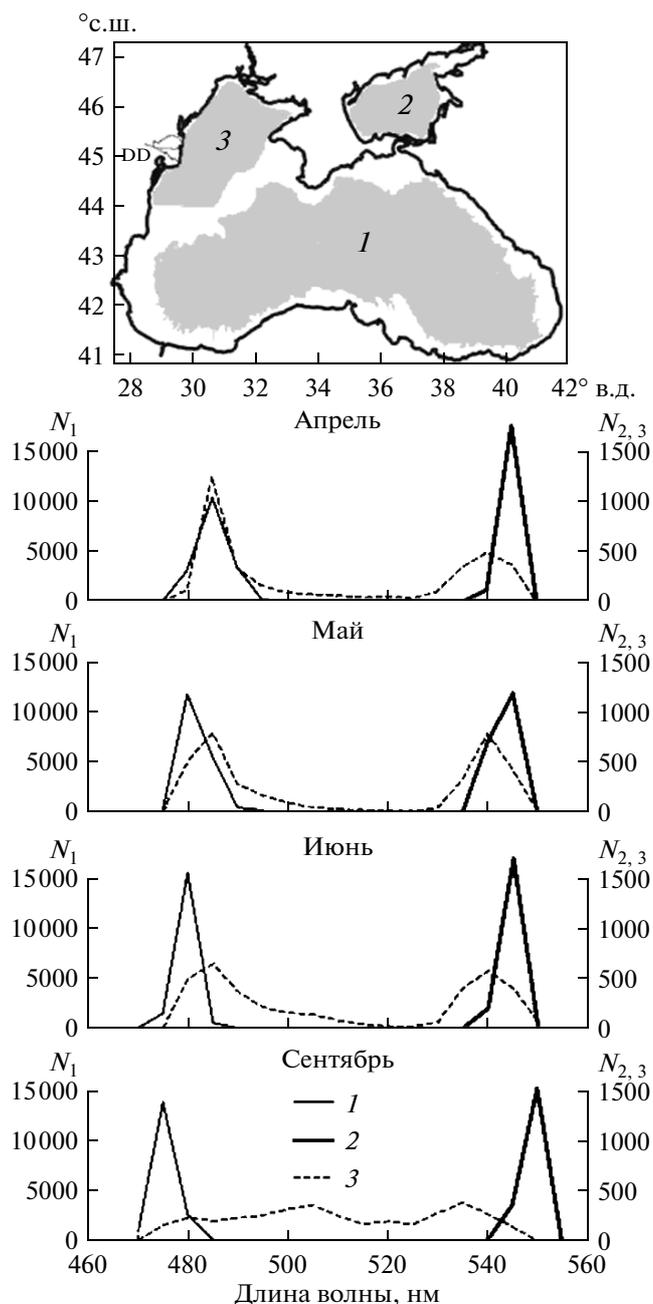


Рис. 5. Карта: акватории в пределах изобаты 1400 м Черного моря (1), в Азовском море (2) и на северо-западном шельфе Черного моря (3); графики: гистограммы оценок λ_m , рассчитанные по среднемноголетним распределениям λ_m в апреле, мае, июне и сентябре для акваторий 1, 2 и 3 как число попаданий $N_{1,2,3}$ оценок λ_m в интервалы $\lambda_{i+1} - \lambda_i$.

стрировались контактными спектрометрическими приборами на разрезах вдоль южного берега Ла-Манша и Северного моря в специфических условиях прибрежья между устьями рек и были объективно классифицированы как особая группа численностью 21 спектр [19]. Ясно, что понятие максимума спектра Rrs в этом случае теряет однозначность, а

определение длины волны такого максимума любым способом обречено на большие неточности из-за неизбежных флуктуаций сигнала спектрометра. Поэтому определение λ_m путем сплайн-интерполяции целесообразно дополнить оценками “плоскостности” спектра и характеризовать каждый спектр двумя параметрами — оценкой λ_m и индексом плоскостности.

Однако эти ограничения оставляют достаточно широкое поле применения предложенного способа. Оценки $\lambda_m \leq 469$ нм указывают на вырождение максимума (амплитуда коротковолнового крыла спектра близка к оценке $Rrs(\lambda_m)$, см. спектр 3 на рис. 1) и переход к спектрам Rrs в виде монотонных кривых с отрицательным наклоном, характерных для высокопрозрачных вод океана. Оценки $\lambda_m \geq 555$ нм говорят о сильном поглощении коротковолновой радиации, свойственном прибрежьям регионов с предельно высоким относительным содержанием ОРОВ и прочих светопоглощающих примесей (например, спектр S на рис. 1 из Гданьского залива Балтийского моря в [14] и значительная часть спектров вдоль южного побережья Ла-Манша и Северного моря в [19]). Очевидно, при определении λ_m предложенным способом достаточно выделить $\lambda_m \geq 469$ нм и $\lambda_m \leq 555$ нм в отдельные градации, чтобы обозначить границы применимости предлагаемого подхода. В нашем случае в этом не было необходимости, о чем свидетельствуют гистограммы на рис. 5.

Содержательные результаты. Ограничение по пункту 3 способно повлиять на строгость наших оценок λ_m , если в Черном море представлены “плосковершинные” $Rrs(\lambda)$. В проверочной выборке подобные спектры составляли явное меньшинство и относились преимущественно к прибрежью. В [19] такие спектры были также характерны для прибрежных вод с повышенным содержанием минеральной взвеси. Скорее всего, погрешности определения λ_m “плосковершинных” спектров несущественны, коль скоро речь идет об эффекте “синего смещения” в пределах континентального склона и котловины Черного моря, т.е. вне прибрежий.

Эффект состоит в постепенном росте площади глубоководной акватории Черного моря, занятой младшими градациями λ_m , при переходе от весны к осени (см. распределения на рис. 3 и 5). Монотонный сезонный ход изменений λ_m никак не коррелировал с изменениями амплитуды $Rrs(\lambda_m)$, которая возрастала в 2–3 раза в период июньского “цветения” кокколитофорид (рис. 3) и возвращалась к исходному апрельскому уровню в сентябре. По графикам на рис. 5 видно, что эффект “синего смещения” не распространялся на акватории Азовского моря и северо-западного шельфа с придунайским регионом. Картирование оце-

нок λ_m с меньшим шагом градаций приводило лишь к “зашумленности” картины. Несходство структур распределений λ_m и $Rrs(\lambda_m)$ проявилось особенно четко на примере неосредненных изображений бассейна (рис. 4). Распределения $Rrs(555)$ и $Rrs(645)$ также не обнаруживали сходства с распределением λ_m , но были подобны друг другу и распределению $Rrs(\lambda_m)$ по структуре несмотря на многократное различие по амплитуде (они не приводятся ради экономии места).

Отметим, что пики гистограмм λ_m , отвечающие котловине Черного моря, приурочены к длинам волн от 474 до 485 нм, а подавляющее большинство оценок λ_m укладываются в диапазон 470–490 нм (графики для области 1 на рис. 5). Его границы почти совпадают с центрами каналов MODIS на 469 и 488 нм. Иначе говоря, здесь мы имеем дело со спектрами того же типа, что и спектры 1 и 2 на рис. 1. Определения λ_m таких спектров практически не страдают от отсутствия данных на интервале между каналами СЦО на 488 и 531 нм. Эти обстоятельства укрепляют убежденность в достоверности обнаруженного сезонного эффекта “синего смещения” λ_m .

Дополнительным доводом в пользу его реальности служат гистограммы на рис. 6. Они показывают число ячеек регулярной сетки на западе (W) и востоке (E) области 1 на карте рис. 5, в которых отношения $r = Rrs(469)/Rrs(488)$ принимали значения, показанные на оси абсцисс. Оценки r находили по тем же многолетним среднемесячным распределениям этих яркостей в апреле, мае, июне и сентябре с 2003 по 2011 гг., по которым построены карты на рис. 3. Очевидно, если “синее смещение” максимума спектра Rrs с весны по осень реально, оценки r должны расти одновременно с уменьшением λ_m , поскольку это уменьшение приурочено к интервалу 469–488 нм.

Справедливость этого предположения подтверждают гистограммы на рис. 6. Они также указывают на региональные особенности проявлений эффекта “синего смещения” в западной и восточной частях глубоководной котловины Черного моря.

Поскольку λ_m определяется составом и соотношением светопоглощающих и светорассеивающих примесей, взаимная независимость структур долгопериодных среднемесячных распределений λ_m и Rrs указывает на то, что в среднем структура изображений открытого Черного моря в видимой области спектра формируется преимущественно благодаря количественной пространственно-временной изменчивости этих примесей.

Иная картина наблюдалась на СЗ шельфе Черного моря: с апреля по июнь там наблюдались минимальные $Rrs(488)$ (карты R на рис. 3) и двухвершинные гистограммы λ_m (3 на рис. 5), но усилению

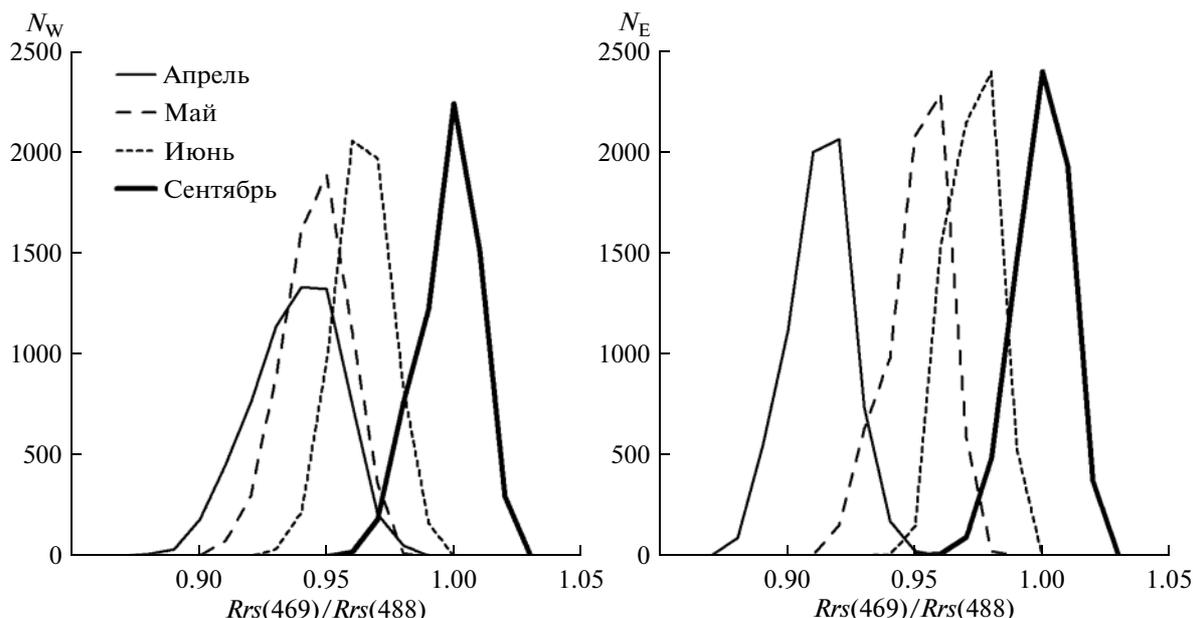


Рис. 6. Среднегодовое распределение отношений $Rrs(469)/Rrs(488)$ в апреле, мае, июне и сентябре, построенные по данным в пределах изобаты 1400 м западнее 33.5° в.д. (N_W) и восточнее 34.5° в.д. (N_E).

$Rrs(488)$ в сентябре на СЗ шельфе (R9 на рис. 3) сопутствовали перестройка поля λ_m (W9 на рис. 3) и радикальное изменение формы гистограммы λ_m (3 на рис. 5 в сентябре). Переходу от двухвершинных гистограмм к квазиравномерному сентябрьскому распределению N_3 соответствовало более равномерное распределение градаций λ_m на сентябрьской карте W рис. 3. Все это выглядит так, как если бы с апреля по июнь обстановка на СЗ шельфе определялась притоком речных вод на западе и севере и вод открытого моря на востоке и юге (отсюда – двухвершинность гистограмм), а в сентябре возобладало смешение разнородных вод над их притоком, что и привело к почти равномерной встречаемости градаций λ_m на северо-западном шельфе Черного моря.

Вблизи устьев рек и Керченского пролива верхний слой Черного моря подпитывается чужеродными взвешенными частицами и ОРОВ. Подпитка усиливается в период паводка в апреле [8] и тогда же ОЧТ ускоряется благодаря зимне-весеннему усилению ветров [22]. ОЧТ изменчиво и временами практически исчезает, уступая место мезомасштабным вихрям [4], но на декадном временном масштабе оно поддерживает квазипостоянный циклонический перенос над континентальным склоном Черного моря. Таким образом, в среднем ОЧТ препятствует прямому водообмену между прибрежьем и пелагиалью. К примеру, 90% твердого стока Дуная оседают вдоль берега к югу от его дельты [15].

Наличие ОЧТ не сказывается на универсальности “красного смещения” λ_m , которое реализу-

ется благодаря источникам примесей между берегом и континентальным склоном. Но ОЧТ сдерживает поступление таких примесей в область пелагиали, чем косвенно способствует увеличению относительного вклада автохтонных процессов в формирование поля яркости в границах континентального склона, где и обнаружен эффект “синего смещения” λ_m . Фитопланктон является главным источником автохтонных примесей в открытом море, в том числе ОРОВ и взвешенных частиц. Опираясь на обобщение результатов натурных наблюдений и численного моделирования черноморского фитопланктона [3, 11, 21], мы предлагаем следующий механизм “синего смещения”.

Развитие фитопланктона и, тем более, его “цветение” сопровождается поступлением растворенных органических веществ (РОВ) в воду в виде прижизненных выделений, продуктов жизнедеятельности и их бактериального преобразования [20]. ОРОВ представляют собой фракцию РОВ, содержащую хромофорные группы атомов, которые придают ей способность поглощать свет. Биохимический состав ОРОВ непостоянен, так как в ходе их естественной эволюции хромофорные группы оказываются в составе молекул разной природы [6]. Установлено [9], что ОРОВ подвергаются фотохимическому разложению под действием солнечного излучения с образованием низкомолекулярных органических соединений, газов, свободных радикалов и в конечном счете обесцвечиваются, утрачивая способность поглощать видимое излучение. Интенсивность фоторазложения максимальна в ультра-фиолетовой

области спектра и быстро убывает с длиной волны излучения, а его квантовый выход на один—два порядка ниже квантового выхода флуоресценции ОРОВ. Поэтому фоторазложение ОРОВ — процесс длительный, зависящий от соотношения стойких и лабильных фракций ОРОВ и замедляющийся с ослаблением инсоляции водоема и поступлением ОРОВ из внешних источников.

В Черном море фитопланктон “цветет” в последовательности диатомовые (март), динофлагелляты (апрель) и кокколитофориды в связке с пикопланктоном (май—июнь) [21]. Первые два вида расходуют запас биогенных элементов, накопленный за зиму, а последние два довольствуются биогенными элементами, регенерированными после отмирания первых двух. Это значит, что в весенне-раннелетний период происходит интенсивное поступление и преобразование “свежих” ОРОВ, включая их конечную фазу перехода в стойкие ОРОВ и реминерализацию.

Здесь важны два обстоятельства. 1. В терминах биомассы (концентрации хлорофилла) цветение кокколитофорид в Черном море существенно уступает цветению диатомовых, превосходя их по визуальным проявлениям благодаря известковому панцирю [5]. 2. Инсоляция и температура приповерхностного слоя моря как факторы разложения “молодых” ОРОВ растут вплоть до июня и остаются на высоком уровне до сентября. Следовательно, в апреле прибавка ОРОВ текущего года к фоновому уровню концентрации ОРОВ в пелагиали моря близка к максимально возможной, а вслед за тем она только убывает. Осеннее “цветение” фитопланктона в Черном море уступает весеннему по биомассе [11] и потому не восполняет летнюю убыль лабильных ОРОВ текущего года. Таким образом, в пелагиали Черного моря в слое формирования восходящей яркости складывается годичный цикл светопоглощения за счет ОРОВ с весенним максимумом и осенне-зимним минимумом. Такая цикличность проявляется в сезонном ходе длины волны максимума спектра $Rrs(\lambda)$, которая смещается к коротковолновой границе видимого спектра с весны по осень. Как показывают карты W на рис. 3, структура среднемесячных распределений λ_m менялась в апреле—мае намного радикальнее, чем в июне—сентябре. Следовательно, быстрая фаза цикла длится не более 2—3 месяцев, и для восстановления действительной формы сезонного хода λ_m потребуются осреднение исходных данных на интервалах до 10—15 суток.

Подобная цикличность не была замечена в Азовском море и на СЗ шельфе Черного моря. Возможная причина в том, что они не защищены от притока аллохтонных примесей, а малая глубина этих акваторий способствует влиянию дополнительных факторов (отражение света от границы раздела вода—грунт, ветровое взмучивание

донных отложений и др.), маскирующих изменчивость оптических характеристик, связанную с цикличностью жизнедеятельности фитопланктона.

Нам не удалось найти публикации или материалы с прямыми экспериментальными доказательствами правильности предлагаемого сценария, и потому считаем его сугубо гипотетическим. Более того, можно предложить иное объяснение: сезонное “синее смещение” максимумов $Rrs(\lambda)$ происходит благодаря постепенному росту доли мелких частиц в размерном спектре светорассеивающей взвеси, так как их способность рассеивать свет быстро растет с уменьшением длины волны излучения, тогда как крупные частицы одинаково рассеивают длинно- и коротковолновое излучение [17]. В среднем, обогащение взвеси верхнего слоя моря мелкими частицами происходит постоянно благодаря оседанию крупных частиц со скоростью до 0.1—1.0 м/сут, что достаточно для изменения размерного состава взвеси на глубинах до 10—15 м за период между основными “цветениями” как поставщиками крупной взвеси. Вполне допустимо объяснение “синего смещения” совместным действием обоих факторов, поскольку фоторазложение ОРОВ и обогащение верхнего слоя моря сравнительно мелкой взвесью подчиняются одному и тому же природному ритму “цветения” водорослей в водоеме и смещают максимум спектра Rrs в одном и том же направлении.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной результат настоящей работы состоит в обнаружении сезонного тренда познавательной важности характеристики спектра коэффициента яркости Черного моря по данным мультиспектрального дистанционного зондирования. Тренд отражает ранее неизвестную особенность изменчивости оптически значимых примесей в черноморском бассейне и свидетельствует о перспективности применения нашего подхода к аналогичным спутниковым данным для других бассейнов, океанологически близких Черному морю.

Результаты указывают на целесообразность построения мультифотометра на 10—15 спектральных каналов в интервале 400—700 нм в сочетании с системой восстановления спектров $Rrs(\lambda)$ по форме и амплитуде. Спутниковый вариант этой версии нереалистичен до устранения ошибок атмосферной коррекции по краям спектра в прибрежьях. Однако вариант такого мультифотометра на авианосителе или подвижном плавсредстве мог бы быть востребован как инструмент многопараметрического оперативного контроля морских и внутренних акваторий интенсивного природопользования в пространственно-временных масштабах, недоступных спутниковому зондированию.

Авторы благодарят В.А. Артемьева, В.И. Буренкова, А.В. Григорьева, О.В. Копелевича и

А.Н. Храпко за добытые ими экспедиционные материалы, позволившие рассчитать гистограмму невязок оригинальных и интерполированных спектров Rrs на рис. 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00441-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 1985. 488 с.
2. Артемьев В.А., Буренков В.И., Возняк С.Б. и др. Подспутниковые измерения цвета океана: натуральный эксперимент в Черном и Эгейском морях // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 192–198.
3. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Ред. Зацепин А.Г., Флинт М.В. М.: Наука, 2002. С. 212–234.
4. Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б. Мезомасштабная динамика вод Черного моря // Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008. С. 11–42.
5. Карабашев Г.С. О “цветении” кокколитофорид как факторе сезонной изменчивости хлорофилла в Черном море // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 42–44.
6. Карабашев Г.С., Агатова А.И. О соотношении интенсивности флуоресценции и концентрации растворенных органических веществ в водах океана // Океанология. 1984. Т. 24. № 6. С. 906–909.
7. Макеева Л.П. Облачность и солнечное сияние // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 57–68.
8. Михайлова М.В., Михайлова В.Н., Морозов В.Н. Экстремальные гидрологические явления в бассейне Дуная в последние десятилетия // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 2. С. 146–164.
9. Blough N.V. Photochemical process // Encyclopedia of Ocean Sciences, NY: Academic Press. 2001. P. 2162–2179. doi:10.1006/rwos.2001.0072
10. Brando V.E., Dekker A.G. Satellite Hyperspectral Remote Sensing for Estimating Estuarine and Coastal Water Quality // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. № 6. P. 1378–1387.
11. Chu O.C., Ivanov L.M., Margolina T.M. Seasonal variability of the Black Sea chlorophyll-a concentration // J. of Marine Systems. 2005. V. 56. Iss. 3–4. P. 243–261. doi:10.1016/j.jmarsys.2005.01.001
12. Clarke G.L., Ewing G.C., Lorenzen C.J. Spectra of back-scattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration // Science. 1970. V. 167. № 3921. P. 1119–1121.
13. Cokacar T., Oguz T., Kubilay N. Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea // Deep-Sea Res. 2004. Part I. V. 51. P. 1017–1031.
14. Ficek D., Zapadka T., Dera J. Remote sensing reflectance of Pomeranian lakes and the Baltic // Oceanologia. 2011. V. 53. № 4. P. 959–970.
15. Giosan L., Donnelly J.P., Vespremeanu E. et al. River Delta Morphodynamics: Examples from the Danube Delta // River Deltas—Concepts, Models, and Examples. SEPM (Society for Sedimentary Geology). 2005. Special Publication № 83, P. 393–411.
16. Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H. et al. A Semianalytic Radiance Model of Ocean Color // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № D9. P. 10909–10924.
17. Jerlov N.G. Marine Optics. Amsterdam: Elsevier, 1976. 231 p.
18. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Goldin Yu.A., Sheberstov S.V. Bio-optical studies in the Atlantic ocean combining satellite and ship measured data // Proceedings of III International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters”. 2005. St. Petersburg, 12–16 September, 2005. P. 193–198.
19. Lubac B., Loisel H. Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 110. Issue 1. P. 45–58.
20. Ogawa H., Tanoue E. Dissolved Organic Matter in Oceanic Waters // J. of Oceanography. 2003. V. 59. Issue 2. P. 129–147.
21. Oguz T., Merico A. Factors controlling the summer Emilia huxleyi bloom in the Black Sea: A modeling study // J. of Marine Systems. 2006. V. 59. Issues 3–4. P. 173–188.
22. Staneva J.V., Dietrich D.E., Stanev E.V., Bowman M.J. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // J. of Marine Systems. 2001. V. 31. Issues 1–3. P. 137–157.

A Seasonal Trend of the Maximal Wavelength of Reflectance Spectrum of the Black Sea from Satellite Data

G. S. Karabashev, M. A. Evdoshenko

A method for estimating the maximal wavelength of the reflectance spectrum of water surface is proposed. It is based on spline interpolation of reflectance determinations at 469, 488, 531, 547, 555 nm acquired with the MODIS-Aqua satellite sensor. The approach was tested, using the reflectance spectra recorded with a floating spectral radiometer, and applied to the MODIS's set of digital Black Sea images from 2003 to 2011. We found that the maximal wavelength of reflectance spectra of the Black Sea surface layer shifts towards shorter wavelengths from April to September starting from the deep-water sector of the sea. This phenomenon is attributable to seasonal variations of composition and content of optically significant admixtures associated with annual cycle of phytoplankton's vital activity.