

## Пространственные спектры полей температуры поверхности моря и концентрации хлорофилла «а» в окраинных морях северо-западной части Тихого океана

Т.И. Клещёва<sup>1</sup>, М.С. Пермяков<sup>1,2</sup>, П.А. Салюк<sup>1,3</sup>, И.А. Голик<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН  
Владивосток, 690041, Россия

<sup>2</sup> Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, 690091, Россия

<sup>3</sup> Морской государственный университет им. адм. Г.И. Невельского  
Владивосток, 690059, Россия

E-mails: tit@poi.dvo.ru, permyakov@poi.dvo.ru, pavel.salyuk@gmail.com

По данным судового флуориметра и данным сканера MODIS/Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) за 2003–2004 гг. в отдельных районах окраинных морей северо-западной части Тихого океана получены пространственные спектры флуктуаций полей температуры поверхности моря (ТПМ) и концентрации хлорофилла «а» (Кхл). Наклоны спектров ТПМ, вычисленные по судовым и спутниковым данным, варьировали от –2,2 до –3,1 и от –1,6 до –2,9 соответственно на масштабах от 4 до 160 км и лежали в диапазоне значений, предсказанных теориями квазигеострофической турбулентности. Отмечено, что спектры ТПМ MODIS были более пологими по сравнению с судовыми, при этом расхождение между их наклонами было незначительным, в среднем ~20%. В диапазоне длин волн от 4 до 160 км наклоны спектров Кхл, оцененных по данным судовых измерений, были близки к –1 и соответствовали теоретическим оценкам для спектра фитопланктона. Показано, что спектры Кхл MODIS в указанном диапазоне масштабов спадают в среднем приблизительно в два раза быстрее по сравнению с судовыми спектрами, что обусловлено пространственным сглаживанием при спутниковых измерениях и оценках концентраций хлорофилла «а» по био-оптическим алгоритмам.

**Ключевые слова:** температура поверхности моря, концентрация хлорофилла «а», спектры, судовой флуориметр, дистанционное зондирование, трассер

Одобрена к печати: 01.06.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-209-220

### Введение

Исследование пространственной изменчивости полей температуры поверхности моря (ТПМ) и концентрации основного пигмента клеток фитопланктона хлорофилла «а» (Кхл) актуально для океанологии, поскольку она является индикатором таких динамических и биологических процессов в океане, как течения, турбулентность, апвеллинг и даунвеллинг, океаническая продуктивность и т.д. (Клещева, Пермяков, 2012; Smith, Zhang, Michaelsen, 1988). Наиболее полно поля ТПМ и Кхл характеризуют спектры, показывающие вклад неоднородностей различных масштабов в суммарную пространственную изменчивость ТПМ и Кхл. Обзор работ, использующих спектральные характеристики (наклоны и формы спектров) в качестве количественной оценки степени пространственной неоднородности полей ТПМ и Кхл и индикатора влияющих на них механизмов, показал их значительный разброс и, в ряде случаев, существенное отклонение от теоретических (например, (Буров, Пермяков, Тархова, 2008; Callies, Ferrari, 2013; Gower, Denman, Holyer, 1980; Smith, Zhang, Michaelsen, 1988)). Это привело к широкой дискуссии о роли различных факторов (или их комбинаций) на определенных пространственных и временных масштабах, связанных с геострофической (Blumen, 1978; Charney, 1971; Kraichnan, 1974) и волновой (Weichman, Glazman, 2002) турбулентностью,

внутренними волнами (Garrett, Munk, 1975), биологическими процессами (Denman, Platt, 1976), мезомасштабной динамикой (Lévy, Klein, 2004), горизонтальной (Abraham, Bowen, 2002) и вертикальной (Mahadevan, Campbell, 2002) адвекцией и др. При этом оценки проводились по данным либо прямых судовых измерений, либо дистанционного зондирования поверхности океана из космоса. Однако погрешности последних, пространственное сглаживание, а также изменчивость размеров пикселей сканеров цвета могут исказить реальную картину распределения Кхл и ТПМ на поверхности (Штрайхерт и др., 2014; Bukin et al., 2001) и, соответственно, спектральные характеристики, что может привести к неверной их интерпретации (Gower, Denman, Holyer, 1980; Lesieur, Sadourny, 1981). Целью настоящей работы стало вычисление и сравнение спектров ТПМ и Кхл по судовым и спутниковым данным и сопоставление их с существующими на сегодняшний день теоретическими и модельными оценками.

### Данные и методы

В настоящей работе анализ проводился по данным судовых измерений концентрации хлорофилла «а» и температуры морской воды, полученным с помощью проточного лазерного флуориметра (Майор и др., 2001) в северо-западной части Тихого океана в ходе кругосветной экспедиции на паруснике «Надежда» в 2003–2004 гг. ([http://old.msun.ru/dir/world/#from\\_new\\_ver](http://old.msun.ru/dir/world/#from_new_ver)). Концентрация хлорофилла «а» определялась отношением интенсивности пиков в спектрах лазерной индуцированной флуоресценции (после вычитания фонового широкополосного спектра растворенного органического вещества), соответствующих флуоресценции хлорофилла ( $I_{680}$ ) на длине волны 680 нм, и комбинационному рассеянию ( $I_{650}$ ) морской воды на длине волны 650 нм:  $K_{хл} = K \cdot I_{680} / I_{650}$  (Bukin et al., 2001). Калибровочный коэффициент  $K$  зависит от типа флуориметра и ряда трудно контролируемых параметров — видового состава и состояния планктонного сообщества, возраста отдельных видов планктона и др. Использовано значение  $K$ , равное  $2,3 \pm 0,3$ , которое было получено в результате калибровок флуориметра, выполненных в ходе экспедиции на ПУС «Надежда» в Охотском море в 2000 г. (Букин и др., 2001). Данное значение  $K$  в пределах ошибки совпадает с величинами, полученными по данным рейсов в других районах Охотского и Японского морей и в открытых водах Тихого океана (Букин и др., 2001). Отметим, что величина калибровочного коэффициента имеет значение только при сравнительном анализе судовых и спутниковых измерений Кхл, но не влияет на форму и наклоны пространственных спектров концентрации хлорофилла «а».

Для районов судовых измерений были подобраны ближайшие по времени спутниковые данные по Кхл и ТПМ. Удалось получить данные сканера MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (спутник Aqua) для четырех районов (*рис. 1*) с разной степенью асинхронности с судовыми измерениями (*табл. 1*). Были использованы данные 2-го уровня с пространственным разрешением в надире  $\sim 1,1$  км, обработанные с помощью процедур Reprocessing № 2009.1 и доступные на сайте NASA's Ocean Biology Distributed Active

Archive Center (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Спутниковые концентрации хлорофилла «а» вычислялись по алгоритму OC3M (O'Reilly et al., 2000).

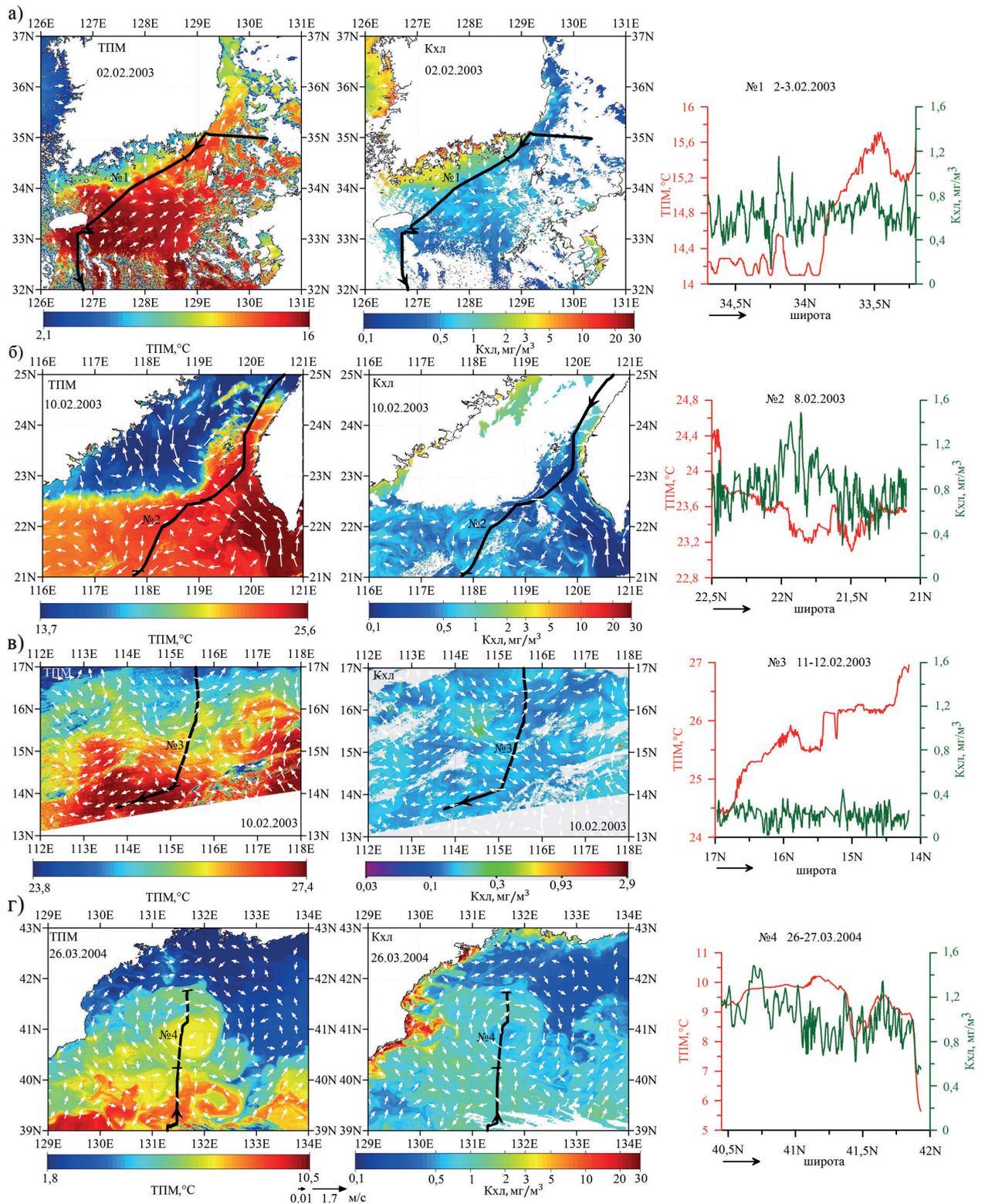


Рис. 1. Поля ТПМ MODIS (слева), Кхл MODIS (в центре) и соответствующие им судовые измерения вдоль траектории судна (справа) в Корейском проливе (а), в северной (б) и в центральной частях Южно-Китайского моря (в), в Японском море (г). Белые стрелки и черные линии на спутниковых снимках в левом и центральном столбцах — векторы скорости геострофических течений AVISO и маршрут судна, соответственно; черные стрелки — направление движения судна; № — номера участков

Таблица 1. Выбранные районы для сравнения судовых и спутниковых измерений

№	Районы	Судовые данные		Спутниковые данные	
		Время измерения д.м.г (UTC час:мин)	Время измерения д.м.г (UTC час:м)	Координаты района	
1	Корейский пролив	02.02.2003 (11:52) – 03.02.2003 (4:42)	02.02.2003 (12:53)	32° – 37° с.ш., 126° – 131° в.д.	
2	Южно-Китайское море	08.02.2003 (4:33–22:44)	10.02.2003 (5:29)	21° – 25° с.ш., 116° – 121° в.д.	
3		11.02. 2003 (4:04) – 12.02.2003 (0:15)		13° – 17° с.ш., 112° – 118° в.д.	
4	Японское море	26.03.2004 (17:38) – 27.03.2004 (10:27)	26.03.2004 (4:34)	39° – 43° с.ш., 129° – 134° в.д.	

Дополнительно привлекались данные 4-го уровня по аномалиям уровня моря, зональным и меридиональным компонентам скорости геострофических течений, доступные на сайте спутниковой альтиметрии AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data) (<http://www.aviso.altimetry.fr/>) с пространственным разрешением  $1/4 \times 1/4^\circ$ . Судовые измерения ТПМ и Кхл, дополненные спутниковыми данными, позволили выделить участки с такими гидрологическими структурами, как фронты (№ 1, 3), течения (№ 2) и вихри (№ 4) (табл. 1). Информация о выбранных участках (длина  $L$ , число точек  $N$ ) и соответствующие им значения сравнительных характеристик сведены в табл. 2.

Для спектрального анализа спутниковые данные выбирались для каждого судового измерения в радиусе 1 км и усреднялись. Далее судовые и спутниковые данные сглаживались гауссовой весовой функцией с шириной окна 1,5 км. Перед вычислениями из каждого ряда данных удалялся тренд, в качестве которого использовался полином 2-й степени. Недостаточные размеры выборок, а также неравномерность пространственного разрешения судовых данных не позволяют прямо использовать стандартные техники спектрального анализа для получения статистически значимых спектральных оценок (Thomson, Emery, 2014). В настоящей работе при вычислении спектров был реализован алгоритм метода скользящего контроля (Алгоритмы..., 1984), позволяющий получить оценки спектров на множестве подвыборок, сгенерированных из исходной выборки случайным образом.

В работе проводились оценки по 20 подвыборкам размером 90% от исходной. Для данных определялось соотношение «шум/сигнал»  $\delta$  по формуле  $\delta = (S(0)/2) \cdot 100\%$ , где  $S(0)$  — экстраполяция средней по ансамблю структурной функции на нулевое расстояние. По каждой подвыборке вычислялись спектры ТПМ и  $\lg(\text{Кхл})$ , нормированные затем на дисперсию. При этом, учитывая неравномерность распределения судовых данных вдоль маршрута (со средним интервалом между отчетами  $\overline{dr} \approx 0,5$  км), использовался метод интегрирования быстро осциллирующих функций с использованием сплайновой интерполяции (Завьялов, Квасов, Мирошниченко, 1980). Максимальное число гармоник в спектре  $n$  и длина волны  $\lambda$  вычислялись по формулам:  $n = r_{\max} / \overline{dr}$  и  $\lambda_i = r_{\max} / i$ , где  $r_{\max}$  — максимальное расстояние;  $i = 1, n$ . Средний спектр вычислялся сглаживанием объединенного спектра с использованием гауссовой весовой функции при ширине окна 0,5 рад/км. Полученные сглаженные спектры

ТПМ и Кхл аппроксимировались зависимостью  $E(k) \approx k^p$ , где наклоны  $p$  оценивались методом наименьших квадратов (Thomson, Emery, 2014).

## Результаты

Судовые измерения ТПМ и Кхл, данные сканеров MODIS (Aqua) и спутниковой альтиметрии показали, что судно пересекло термический фронт в Корейском проливе (рис. 1а), прошло в районе интрузии течения Курошио в северной части Южно-Китайского моря (рис. 1б) и в районе фронтальной зоны в центральной части Южно-Китайского моря (рис. 1в), проследовало через антициклонический вихрь около северо-западной ветви Полярного фронта (рис. 1г). Все районы, кроме центральной части Южно-Китайского моря, характеризовались высокими значениями Кхл, обусловленными зимне-весенним цветением фитопланктона в этих районах (Штрайхерт и др., 2014; Zhang et al., 2006). Проведенный сравнительный анализ судовых и спутниковых данных по температуре и концентрации хлорофилла «а» в выбранных районах показал следующее (табл. 2).

Таблица 2. Сравнительные характеристики ТПМ и Кхл

Район	L, км	N	ТПМ					Кхл				
			$\delta_{ship}, \%$	$\delta_{sat}, \%$	r	rms, %	bias, %	$\delta_{ship}, \%$	$\delta_{sat}, \%$	r	rms, %	bias, %
1	248	504	2,9	3,6	0,77	8,9	-7,6	2	6	-0,17	55,4	22,8
2	216	500	2,7	4	0,75	1,1	0,1	3	3,6	0,1	47,5	-44
3	317	471	2,6	6,4	0,95	0,9	0,2	2,8	9,3	0,14	65,4	-15,3
4	167	402	3,5	4,3	0,86	32,9	-32,5	3,2	3,5	-0,12	32,1	-20,4

Средние значения соотношения «шум/сигнал» судовых Кхл и ТПМ составили  $\delta_{ship} \approx 3\%$ , спутниковых —  $\delta_{sat} \approx 5\%$ . Была отмечена высокая корреляция данных ТПМ на всех участках с коэффициентами  $r$ , лежащими в диапазоне  $\sim 0,75...0,95$ . При этом максимальная корреляция, а также наименьшие относительные среднее квадратичное отклонение  $rms$  и среднее отклонение  $bias$  получены в Южно-Китайском море, т.е. в районе наибольшего временного сдвига между измерениями, достигающего порядка двух дней. В остальных районах значения ТПМ MODIS были более низкие по сравнению с судовыми. Была отмечена слабая статистически значимая корреляция для Кхл с коэффициентом  $r \approx -0,17...0,14$ . Величины отклонений спутниковых данных Кхл от судовых  $rms \approx 32...65\%$  и  $bias \approx -44...23\%$ , что значительно меньше ранее опубликованных оценок  $rms \approx 112...249\%$  и  $bias \approx 78...146\%$  в работе (Zhang et al., 2006) по данным MODIS (Aqua) и судового флуориметра в феврале 2004 г. в северной части Южно-Китайского моря. Можно отметить, что значения Кхл MODIS более низкие по сравнению с данными флуориметра на участках в открытых районах Южно-Китайского и Японского морей (№ 2–4) и более высокие в Корейском проливе (№ 1), что часто наблюдается в прибрежных районах, подверженных влиянию материкового стока (Штрайхерт и др., 2014). Более детальный сравнительный анализ данных, полученных с помощью флуориметра (Майор

и др., 2001) и спутниковых данных в различных районах Тихого океана приводится в работе (Bukin et al., 2001).

В табл. 3 представлены оценки наклонов  $p$  пространственных спектров ТПМ и Кхл, полученные по спутниковым и судовым данным в указанном диапазоне длин волн  $\lambda$ , в табл. 4 — их ожидаемые значения с точки зрения известных теорий и моделей для пассивных трассеров, а также непосредственно для ТПМ и фитопланктона на рассматриваемых пространственных масштабах.

Таблица 3. Наклоны спектров ТПМ и Кхл в указанных диапазонах длин волн по спутниковым и судовым данным

Район	ТПМ				Кхл			
	Судовые данные		Спутниковые данные		Судовые данные		Спутниковые данные	
	наклон $p$	диапазон $\lambda$ , км	наклон $p$	диапазон $\lambda$ , км	наклон $p$	диапазон $\lambda$ , км	наклон $p$	диапазон $\lambda$ , км
1	$-2,8 \pm 0,1$	4...128	$-2,3 \pm 0,2$	4...128	$-1,8 \pm 0,2$	4...52	$-2,1 \pm 0,3$	4...128
2	$-2,4 \pm 0,1$	4...57	$-1,9 \pm 0,1$	4...77	$-1,0 \pm 0,3$	4...114	$-2,1 \pm 0,2$	4...114
3	$-2,2 \pm 0,1$	4...160	$-1,6 \pm 0,1$	4...107	$-0,9 \pm 0,1$	4...160	$-1,4 \pm 0,1$	4...160
4	$-3,1 \pm 0,3$	4...85	$-2,9 \pm 0,2$	4...85	$-1,1 \pm 0,1$	4...85	$-2,7 \pm 0,1$	4...85

Таблица 4. Теоретические оценки наклонов спектров ТПМ и Кхл

Публикация	Тип динамики	ТПМ	Кхл
(Kraichnan, 1974)	Двухмерная турбулентность	-1	-1
(Charney, 1971)	Трехмерная квазигеострофическая турбулентность	-3	-1
(Blumen, 1978)	Двухмерная квазигеострофическая турбулентность	-5/3	-5/3
(Garrett, Munk, 1975)	Внутренние волны	-2	-2
(Bennett, Denman, 1985)	Двухмерная турбулентность	-	-1

Спектры ТПМ, вычисленные по судовым данным, имели наклоны от  $-2,2$  до  $-3,1$  на масштабах от 4 до 160 км (табл. 3). Полученные оценки  $p$  лежат в диапазоне значений, предсказанных теориями квазигеострофической турбулентности (Charney, 1971; Blumen, 1978) для спектров температуры и пассивных трассеров (табл. 4). Наибольшие значения  $p$  ближе к оценке для двухмерной квазигеострофической турбулентности (Blumen, 1978), которая, с учетом коррекции, равна  $-2$  (Caret et al., 2008). Они получены в Южно-Китайском море, что, вероятно, обусловлено характерной для него сильной стратификацией, препятствующей развитию вертикального перемешивания. Значения  $p$ , близкие к  $-3$ , были получены в районах фронта в Корейском проливе (№ 1) и антициклонического вихря около Полярного фронта (№ 4). Такие наклоны для спектров и кинетической энергии и температуры в квазигеострофическом атмосферном потоке теоретически обосновал J. Charney (1971) и предложил эти значения для океана в районах с сильной бароклинностью. В теории J. Charney (1971) температура рассматривается не в качестве пассивной примеси, спектр флуктуаций которой на инерционном интервале вдали от характерных масштабов источника и стока

подчиняется  $k^{-1}$  степенному закону, а как вертикальная производная функции тока (Lesieur, Sadourny, 1981).

Наклоны спектров ТПМ, оцененных по данным сканера MODIS (Aqua), варьируют подобным образом, изменяясь от  $-1,6$  в Южно-Китайском море до  $-2,9$  в Японском на масштабах от 4 до 128 км (табл. 3). Спектры ТПМ MODIS более пологие по сравнению со спектрами судовой ТПМ на всех участках, что, возможно, связано с большим вкладом шумовой составляющей в данных. При этом расхождение оценок  $p$  на рассматриваемых участках незначительное и в среднем составляет порядка 20% (приблизительно  $-0,5$ ), с максимальным — в районе двукратного превышения соотношения «шум/сигнал» для данных сканера MODIS значений  $\delta_{ship}$  для судовой ТПМ. В качестве примера на рис. 2а показаны спектры ТПМ, полученные по судовым и спутниковым данным в области антициклонического вихря в Японском море, где расхождение значений  $p$  было минимальным, порядка погрешности их оценки.

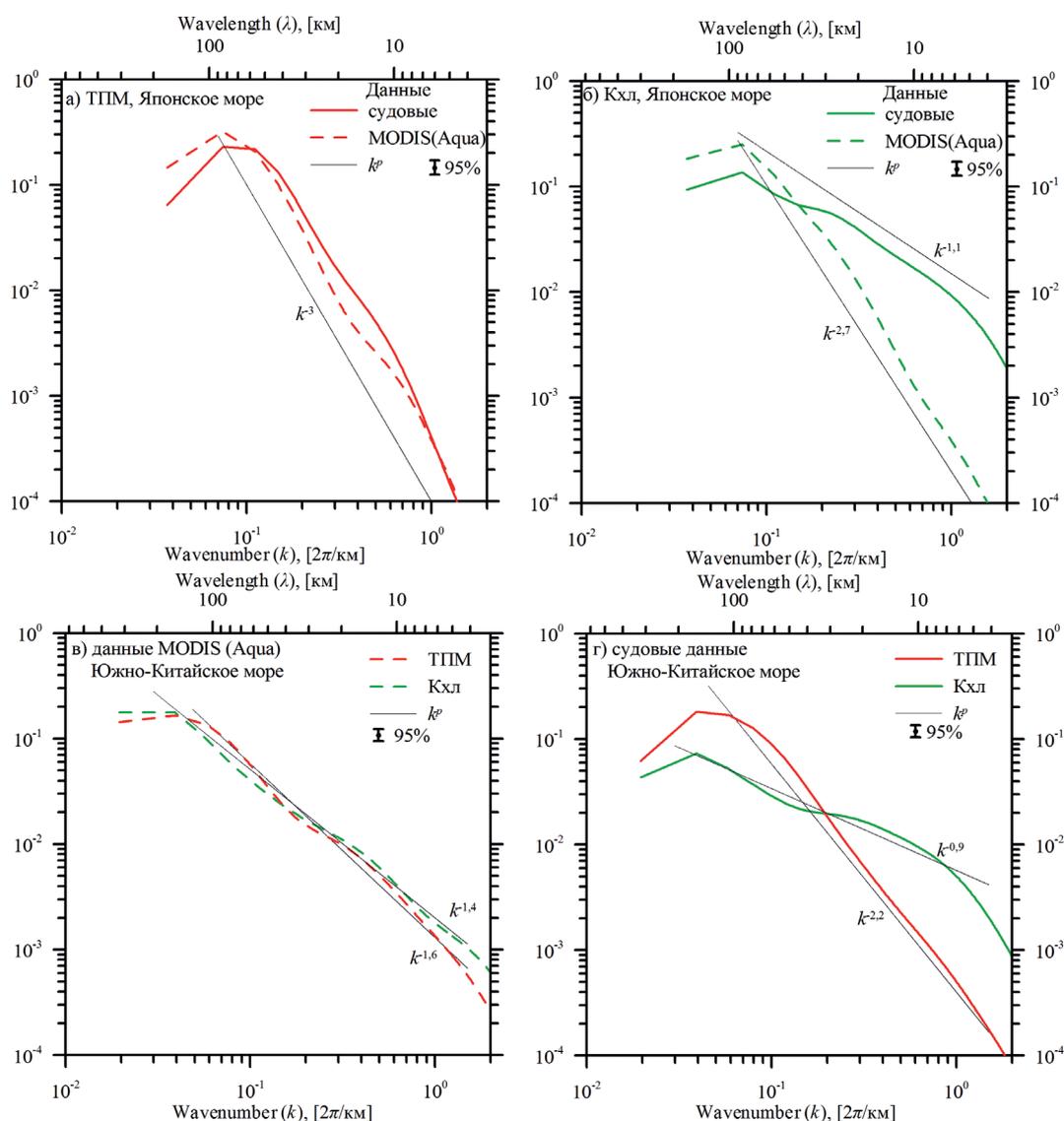


Рис. 2. Пространственные спектры ТПМ и Кхл по спутниковым и судовым данным в районе антициклонического вихря в Японском море (верхний ряд) и в центральной части Южно-Китайского моря (нижний ряд). ТПМ — красный цвет; Кхл — зеленый; аппроксимация — черный; сплошная линия — судовые данные; пунктир — спутниковые данные

Концентрация хлорофилла «а» не является консервативной величиной, ее пространственное распределение на морской поверхности определяется соотношением скоростей биологических и динамических процессов (Mahadevan, Campbell, 2002). Наклоны спектров концентрации хлорофилла «а», полученные по судовым данным, варьируют от  $-0,9$  до  $-1,8$  на масштабах от 4 до 160 км (табл. 3) и для всех районов, кроме Корейского пролива, близки к модельному спектру фитопланктона с  $k^{-1}$  степенным законом на пространственных масштабах 1...100 км и временных масштабах 1...100 дней (Bennett, Denman, 1985). В этой модели фитопланктон представлен в качестве пассивного не консервативного трассера, перемешиваемого двухмерным турбулентным потоком (Kraichnan, 1974), при этом учитывается случайный пространственный и временной характер скорости роста фитопланктона, обусловленный, например, неоднородным поступлением света и питательных веществ, фитопланктон-зоопланктон взаимодействием или оседанием. Численные эксперименты (Lévy, Klein, 2004) подтвердили модельные оценки наклонов спектров фитопланктона (Bennett, Denman, 1985).

Спектры Кхл MODIS на всех участках более крутые по сравнению с судовыми и модельными спектрами (т.е. поля Кхл MODIS менее «пятнистые»), с наклонами, варьирующими от  $-1,4$  до  $-2,7$  в диапазоне длин волн от 4 до 160 км (табл. 3). Значительное расхождение с модельными оценками  $p$  для спектров фитопланктона, более чем в два раза, получено во всех районах кроме центральной части Южно-Китайского моря (№ 3), где соотношение «шум/сигнал»  $\delta_{sat}$  для данных Кхл MODIS наибольшее. Существенные отклонения от судовых спектров Кхл, в 1,6–2,5 раза, были получены во всех районах, кроме Корейского пролива, с наибольшим — в области антициклонического вихря в Японском море (рис. 2б).

Таким образом, судовые измерения отражают наличие более мелкомасштабных структур в полях Кхл, которые фильтруются (пространственно сглаживаются) при сканировании океанической поверхности спутниковыми радиометрами и в процессе расчета концентраций хлорофилла «а» по био-оптическим алгоритмам. Кроме того, сказывается различие в размерах пикселей сканеров в подспутниковых точках в центре и на краях полосы сканирования. В полях ТПМ размеры неоднородностей почти на порядок больше, чем в полях Кхл, поэтому различие между судовыми и спутниковыми полями ТПМ не столь ярко проявляется.

Здесь надо заметить, что начиная с самой первой работы (Denman, Platt, 1976), в которой было предложено использовать температуру в качестве индикатора динамических процессов (физического трассера), сравнение ее спектров со спектрами концентрации хлорофилла «а» стало обычным способом определения факторов, влияющих на пространственное распределение последней. Расхождение спектров ТПМ и Кхл в каком-то диапазоне волновых чисел обычно интерпретируется как следствие влияния биологических факторов (рост и воспроизводство фитопланктона, фитопланктон-зоопланктон взаимодействие и т.д), а их совпадение — гидродинамических (турбулентность, внутренние волны и др.). Однако такой упрощенный подход может привести к неверным интерпретациям спектров и выводам, как, например, в известной работе (Gower, Denman, Holyer, 1980), подвергшейся критике

в статье (Lesieur, Sadourny, 1981). Например, на всех участках разница между наклонами спектров ТПМ и Кхл, рассчитанных нами по данным сканера MODIS/Aqua, порядка погрешности оценки наклонов ( $\pm 0,2$ ), что хорошо иллюстрирует *рис. 2в*, где в качестве примера показаны спектры в центральной части Южно-Китайского моря (№ 3). Отметим, что такие оценки расхождений наклонов спектров ТПМ и Кхл получены как в районах зимне-весеннего цветения фитопланктона (в Японском море и в северной части Южно-Китайского моря), так и в районе его отсутствия (в центральной части Южно-Китайского моря). При этом на тех же участках наклоны спектров ТПМ и Кхл, рассчитанные по судовым данным, различаются в 1,6–2,8 раза (*рис. 2г*), что хорошо согласуется с результатами численных моделирований эволюции возмущений в полях ТПМ и Кхл (Lévy, Klein, 2004; Mahadevan, Campbell, 2002).

### Заключение

Таким образом, спектры ТПМ и Кхл, оцененные по судовым данным в отдельных районах окраинных морей северо-западной части Тихого океана за 2003–2004 гг., а также спектры ТПМ MODIS в диапазоне масштабов от 4 до 160 км согласуются с известными теоретическими спектрами температуры и фитопланктона в квазигеострофическом турбулентном потоке. Спектры Кхл MODIS в указанном диапазоне масштабов спадают в среднем приблизительно в два раза быстрее по сравнению с судовыми спектрами, что необходимо учитывать при использовании спутниковых данных для исследования пространственной изменчивости полей концентрации хлорофилла «а» с помощью спектрального анализа.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» и гранта Президента РФ № МК-6085.2014.5.

### Литература

1. Алгоритмы и программы восстановления зависимостей / под ред. В.Н. Вапника. М.: Наука, 1984. 816 с.
2. Букин О.А., Пермяков М.С., Майор А.Ю., Сагалаев С.Г., Липилина Е.А., Хованец В.А. О калибровке метода лазерной флуориметрии при измерении концентрации хлорофилла «а» // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 3. С. 223–226.
3. Буров Д.В., Пермяков М.С., Тархова Т.И. Особенности пространственной изменчивости полей гидрологических и биооптических элементов в различных районах Мирового океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 2. № 5. С. 62–68.
4. Завьялов Ю.С., Квасов Б.И., Мирошниченко В.Л. Методы сплайн-функций. М.: Наука, 1980. 353 с.
5. Клещева Т.И., Пермяков М.С. Влияние пространственной изменчивости температуры поверхности океана на поле ветра // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 3. С. 216–223.
6. Майор А.Ю., Букин О.А., Павлов А.Н., Киселев В.Д. Судовой лазерный флуориметр для исследования спектров флуоресценции морской воды // Приборы и техника эксперимента. 2001. Т. 44. № 4. С. 151–154.
7. Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Гордейчук Т.Н., Шамбарова Ю.В. Концентрация хлорофилла-а и биооптические характеристики в заливе Петра Великого (Японское море) во время зимне-весеннего цветения фитопланктона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 148–162.

8. *Abraham E.R., Bowen M.M.* Chaotic stirring by a mesoscale surface-ocean flow // *Chaos*. 2002. Vol. 12. P. 373–381.
9. *Bennett A.F., Denman K.L.* Phytoplankton patchiness: inferences from particles statistics // *J. Marine Research*. 1985. Vol. 43. P. 307–335.
10. *Blumen W.* Uniform potential vorticity flow: Part I. Theory of wave interactions and two-dimensional turbulence // *J. Atmospheric Sciences*. 1978. Vol. 35. P. 774–783.
11. *Bukin O.A., Pavlov A.N., Permyakov M.S., Major A.Yu., Konstantinov O.G., Maleenok A.V., Ogay O.S.* Continuous measurements of chlorophyll a concentration in the Pacific Ocean by shipborne laser fluorometer and radiometer: comparison with SeaWiFS data // *Intern. J. Remote Sensing*. 2001. Vol. 22. No. 2-3. P. 415–427.
12. *Callies J., Ferrari R.* Interpreting energy and tracer spectra of upper-ocean turbulence in the submesoscale range (1–200 km) // *J. Physical Oceanography*. 2013. Vol. 43. P. 2456–2474.
13. *Capet X.P., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F.* Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests // *J. Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38. P. 29–43.
14. *Charney J.* Geostrophic turbulence // *J. Atmospheric Sciences*. 1971. Vol. 28. P. 1087–1095.
15. *Denman K., Platt T.* The variance spectrum of phytoplankton in a turbulent ocean // *J. Marine Research*. 1976. Vol. 34. P. 593–601.
16. *Garrett C., Munk W.* Space-time scales of internal waves: A progress report // *J. Geophysical Research*. 1975. Vol. 80 (3). P. 291–297.
17. *Gower J.F.R., Denman K.L., Holyer R.J.* Phytoplankton patchiness indicates the fluctuation spectrum of mesoscale oceanic structure // *Nature*. 1980. Vol. 288. P. 157–159.
18. *Kraichnan R.H.* Convection of a passive scalar by a quasi-uniform random straining field // *J. Fluid Mechanics*. 1974. Vol. 64. P. 737–762.
19. *Lesieur M., Sadourny R.* Satellite sensed turbulent ocean structure // *Nature*. 1981. Vol. 294. P. 673.
20. *Lévy M., Klein P.* Does the low frequency variability of mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability? // *Proc. Royal Society of London A*. 2004. Vol. 460. P. 1673–1687.
21. *Mahadevan A., Campbell J.W.* Biogeochemical patchiness at the sea surface // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29. No. 19. P. 1926. DOI: 10.1029/2001GL014116.
22. *O'Reilly J.E., Maritorena S., O'Brien M.C., Siegel D.A., Toole D., Menzies D., Smith R.C., Mueller J.L., Mitchell B.G., Kahru M., Chavez F.P., Strutton P., Cota G.F., Hooker S.B., McClain C.R., Carder K.L., Müller-Karger F., Harding L., Magnuson A., Phinney D., Moore G.F., Aiken J., Arrigo K.R., Letelier R., Culver M.* SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses: Part 3 // *NASA Technical Memorandum*. Greenbelt, Maryland: NASA Goddard Space Flight Center, 2000. Vol. 11. P. 9–23.
23. *Smith R.C., Zhang X., Michaelsen J.* Variability of pigment biomass in the California current system as determined by satellite imagery: 1. Spatial variability // *J. Geophysical Research*. 1988. Vol. 93. Issue D9. P. 10863–10882.
24. *Thomson R.E., Emery W.J.* *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Amsterdam: Elsevier Sci., 2014. 728 p.
25. *Weichman P.B., Glazman R.E.* Spatial variations of passive tracer in a random wave field // *J. Fluid Mechanics*. 2002. Vol. 453. P. 263–287.
26. *Zhang C., Hu C., Shang S., Müller-Karger F.E., Li Y., Dai M., Huang B., Ning X., Hong H.* Bridging between SeaWiFS and MODIS for continuity of chlorophyll-a concentration assessments off Southeastern China // *Remote Sensing of Environment*. 2006. Vol. 102. P. 250–263.

## **Spatial spectra of sea surface temperature and chlorophyll "a" concentration fields in the marginal seas of the northwest Pacific Ocean**

**T.I. Kleshcheva<sup>1</sup>, M.S. Permyakov<sup>1,2</sup>, P.A. Salyuk<sup>1,3</sup>, I.A. Golik<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia*

<sup>2</sup>*Far Eastern Federal University, Vladivostok 690091, Russia*

<sup>3</sup>*Adm. G.I. Nevelskoy Maritime State University, Vladivostok 690059, Russia*

*E-mails: tit@poi.dvo.ru, permyakov@poi.dvo.ru, pavel.salyuk@gmail.com*

From shipborne fluorometer data and data of Aqua MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) for the period of 2003–2004, spatial spectra of the fluctuations of sea surface temperature (SST) and chlorophyll “a” concentration (Chl) fields were obtained in some areas of marginal seas of the northwest Pacific Ocean. The SST spectra slopes calculated from ship and satellite data varied from –2.2 to –3.1 and from –1.6 to –2.9, respectively, at scales from 4 to 160 km and were in the range of values predicted by the theories of the quasi-geostrophic turbulence. It was noted that the SST MODIS spectra were flatter compared to the ship ones, while the discrepancy between their slopes

was slight, about 20 % on the average. In the wavelength range from 4 to 160 nm the slopes of Chl spectra estimated according to shipborne measurements were close to  $-1$  and consistent with theoretical estimates for the spectrum of phytoplankton. It was shown that the Chl MODIS spectra in the specified range of scales fell off about 2 times faster on the average than the ship spectra due to spatial smoothing of satellite measurements and estimates of chlorophyll “a” concentrations by the bio-optical algorithms.

**Keywords:** sea surface temperature, chlorophyll “a” concentration, spectra, shipborne fluorometer, remote sensing, tracer

Accepted: 01.06.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-209-220

## References

1. *Algoritmy i programmy vosstanovleniya zavisimosti* (Algorithms and programs for recovering dependencies), Moscow: Nauka, 1984, 816 p.
2. Bukin O.A., Permyakov M.S., Maior A.Yu., Sagalaev S.G., Lipilina E.A., Khovanets V.A., O kalibrovke metoda lazernoi fluorometrii pri izmerenii kontsentratsii khlorofilla “a” (To the problem of calibration of the laser fluorometry method at measurement of the chlorophyll “a” concentration), *Optika atmosfery i okeana*, 2001, Vol. 14, No. 3, pp. 223–226.
3. Burov D.V., Permyakov M.S., Tarkhova T.I., Osobennosti prostranstvennoi izmenchivosti polei gidrologicheskikh i bioopticheskikh elementov v razlichnykh raionakh Mirovogo okeana (Features of the spatial variability of hydrological and biological fields of optical elements in different areas of the oceans), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2008, Vol. 2, No. 5, pp. 62–68.
4. Zav'yalov Yu.S., Kvasov B.I., Miroshnichenko V.L., *Metody splain-funktsii* (Methods of spline functions), Moscow: Nauka, 1980, 353 p.
5. Kleshcheva T.I., Permyakov M.S., Vliyaniye prostranstvennoi izmenchivosti temperatury poverkhnosti okeana na pole vetra (The influence of spatial variability of sea surface temperature on wind field), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012, Vol. 9, No. 3, pp. 216–223.
6. Maior A.Yu., Bukin O.A., Pavlov A.N., Kiselev V.D., Sudovoi lazernyi fluorimetr dlya issledovaniya spektrov fluoretsentsii morskoi vody (A shipborne laser fluorimeter for studying sea-water fluorescence spectra), *Pribory i tekhnika eksperimenta*, 2001, Vol. 44, No. 4, pp. 151–154.
7. Shtraikhert E.A., Zakharkov S.P., Gordeichuk T.N., Shambarova Yu.V., Kontsentratsiya khlorofilla-a i bio-opticheskie kharakteristikiv zalive Petra Velikogo (Yaponskoe more) vo vremya zimne-vesennego tsveteniya fitoplanktona (Chlorophyll-a concentration and bio-optical characteristics in the Peter the Great Bay (Sea of Japan) during winter-spring phytoplankton bloom), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, Vol. 11, No. 1, pp. 148–162.
8. Abraham E.R., Bowen M.M., Chaotic stirring by a mesoscale surface-ocean flow, *Chaos*, 2002, Vol. 12, pp. 373–381.
9. Bennett A.F., Denman K.L., Phytoplankton patchiness: inferences from particles statistics, *J. Marine Research*, 1985, Vol. 43, pp. 307–335.
10. Blumen W., Uniform potential vorticity flow: Part I. Theory of wave interactions and two-dimensional turbulence, *J. Atmospheric Sciences*, 1978, Vol. 35, pp. 774–783.
11. Bukin O.A., Pavlov A.N., Permyakov M.S., Major A.Yu., Konstantinov O.G., Maleenok A.V., Ogay O.S., Continuous measurements of chlorophyll a concentration in the Pacific Ocean by shipborne laser fluorometer and radiometer: comparison with SeaWiFS data, *Intern.I J. Remote Sensing*, 2001, Vol. 22, No. 2-3, pp. 415–427.
12. Callies J., Ferrari R., Interpreting energy and tracer spectra of upper-ocean turbulence in the submesoscale range (1–200 km), *J. Physical Oceanography*, 2013, Vol. 43, pp. 2456–2474.
13. Capet X.P., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F., Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests, *J. Physical Oceanography*, 2008, Vol. 38, pp. 29–43.
14. Charney J., Geostrophic turbulence, *J. Atmospheric Sciences*, 1971, Vol. 28, pp. 1087–1095.
15. Denman K., Platt T., The variance spectrum of phytoplankton in a turbulent ocean, *J. Marine Research*, 1976, Vol. 34, pp. 593–601.
16. Garrett C., Munk W., Space-time scales of internal waves: A progress report, *J. Geophysical Research*, 1975, Vol. 80 (3), pp. 291–297.
17. Gower J.F.R., Denman K.L., Holyer R.J., Phytoplankton patchiness indicates the fluctuation spectrum of mesoscale oceanic structure, *Nature*, 1980, Vol. 288, pp. 157–159.
18. Kraichnan R.H., Convection of a passive scalar by a quasi-uniform random straining field, *J. Fluid Mechanics*, 1974, Vol. 64, pp. 737–762.
19. Lesieur M., Sadourny R., Satellite sensed turbulent ocean structure, *Nature*, 1981, Vol. 294, p. 673.
20. Lévy M., Klein P., Does the low frequency variability of mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability? *Proc. Royal Society of London A*, 2004, Vol. 460, pp. 1673–1687.
21. Mahadevan A., Campbell J.W., Biogeochemical patchiness at the sea surface, *Geophysical Research Letters*, 2002, Vol. 29, No. 19, p. 1926. DOI: 10.1029/2001GL014116.
22. O'Reilly J.E., Maritorena S., O'Brien M.C., Siegel D.A., Toole D., Menzies D., Smith R.C., Mueller J.L., Mitchell B.G., Kahru M., Chavez F.P., Strutton P., Cota G.F., Hooker S.B., McClain C.R., Carder K.L., Müller-Karger F., Harding L., Magnuson A., Phinney D., Moore G.F., Aiken J., Arrigo K.R., Letelier R., Culver M., SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses: Part 3, *NASA Technical Memorandum*, Greenbelt, Maryland: NASA Goddard Space Flight Center, 2000, Vol. 11, pp. 9–23.

23. Smith R.C., Zhang X., Michaelson J., Variability of pigment biomass in the California current system as determined by satellite imagery 1. Spatial variability, *J. Geophysical Research*, 1988, Vol. 93, Issue D9, pp. 10863–10882.
24. Thomson R.E., Emery W.J., *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Amsterdam: Elsevier Sci., 2014, 728 p.
25. Weichman P.B., Glazman R.E., Spatial variations of passive tracer in a random wave field, *J. Fluid Mechanics*, 2002, Vol. 453, pp. 263–287.
26. Zhang C., Hu C., Shang S., Müller-Karger F.E., Li Y., Dai M., Huang B., Ning X., Hong H., Bridging between SeaWiFS and MODIS for continuity of chlorophyll-a concentration assessments off Southeastern China, *Remote Sensing of Environment*, 2006, Vol. 102, pp. 250–263.