

Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА						
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"						
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>						
Год выпуска	2012	Том		Номер выпуска	6		
	Название статьи					Страницы	Цит.
	ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА						
	ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦВЕТНОСТИ В ДИСТАНЦИОННОЙ КОЛОРИМЕТРИИ Мехтиев А.Ш., Асадов Х.Г., Бекирова Л.Р.					3	0
	ИЗМЕРЕНИЕ ВЫСОТЫ ЗНАЧИТЕЛЬНОГО ВОЛНЕНИЯ В ШИРОКОЙ ПОЛОСЕ ОБЗОРА РАДИОЛОКАТОРОМ С НОЖЕВОЙ ДИАГРАММОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ АНТЕННЫ Караев В.Ю., Мешков Е.М.					8	0
	МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ						
	СРАВНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО И НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДОВ КЛАССИФИКАЦИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА LANDSAT 5 Романов А.А., Рубанов К.А.					19	1
	ОТОБРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ РАЗНОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ Боярчук К.А., Туманов М.В., Милосердова Л.В.					29	0
	МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭКСПОНИРОВАНИЯ СНИМКОВ НЕРАВНОЯРКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ Романов А.Е.					34	0
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ						
	СОПОСТАВЛЕНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ВАРИАЦИЙ НАД АВСТРАЛИЙСКИМ КОНТИНЕНТОМ ВО ВРЕМЯ ДЕЙСТВИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ РАЗЛИЧНОЙ МОЩНОСТИ Ванина-Дарт Л.Б., Шарков Е.А.					62	1
	СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ И СУДОВЫХ ДАННЫХ О ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ Алексеева Т.А., Фролов С.В.					69	5
	МНОГОЛЕТНИЕ ТРЕНДЫ NDVI И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЮГЕ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ Шевырногов А.П., Чернецкий М.Ю., Высоцкая Г.С.					77	1
	ВАРИАЦИИ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И НАЗЕМНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ В РАЙОНЕ Г. УЛАН-УДЭ Бутуханов В.П., Ломухин Ю.Л.					88	0

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦВЕТНОСТИ В ДИСТАНЦИОННОЙ КОЛОРИМЕТРИИ

© 2012 г. А. Ш. Мехтиев¹, Х. Г. Асадов^{2*}, Л. Р. Бекирова¹

¹ Национальная Академия авиации, Баку

² Национальное аэрокосмическое агентство, Баку

E-mail: asadzade@rambler.ru

Поступила в редакцию 20.12.2011 г.

Теоретически обоснована возможность осуществления аппаратурной коррекции искажений цветности, вызванных влиянием атмосферного аэрозоля. Предложены три способа аппаратурной коррекции искажений цветности, вызванных влиянием атмосферного аэрозоля. Изложены различные варианты реализации предложенных способов коррекции.

Ключевые слова: атмосфера, аэрозоль, колориметрия, оптическая толщина, спектр, мутность

Хорошо известно, что RGB-колориметрия основывается на таком экспериментально установленном факте, как существование определенных функций $\varphi_1(\lambda)$, $\varphi_2(\lambda)$ и $\varphi_3(\lambda)$, называемых “tristimulus values”, которые, образуя линейную свертку с произведением $E(\lambda)\gamma(\lambda)$, $i = 1, 3$, где $E(\lambda)$ – спектральная характеристика света; $\gamma(\lambda)$ – функция спектрального отражения объекта в виде

$$\Phi = \int_{380}^{760} [E(\lambda)\gamma(\lambda)\varphi_1(\lambda) + E(\lambda)\gamma(\lambda)\varphi_2(\lambda) + E(\lambda)\gamma(\lambda)\varphi_3(\lambda)]d\lambda,$$

способны создать в зрительном восприятии человека ощущения, эквивалентные наблюдению практически любого спектрального цвета. При этом функции $\varphi_1(\lambda)$, $\varphi_2(\lambda)$ и $\varphi_3(\lambda)$ и имеют строго определенную форму (рис. 1), установленную эмпирическим путем (Безродный, 2011). Изложенное выше положение составляет основу колориметрии – науки об измерении цветов.

Известны многочисленные практические примеры использования RGB-колориметрии в дистанционном зондировании (ДЗ) различных цветных объектов. Сюда можно отнести следующие актуальные задачи ДЗ:

- определение состояния растительности путем определения ее цвета;
- определение цвета воды в различных водоемах и в береговых зонах;
- определение цвета почвы и т.д.

Одной из важнейших задач колориметрического ДЗ с борта носителя является правильный

учет и коррекция влияния атмосферного аэрозоля на результат цветового измерения и воспроизведения. Так, согласно теории переноса радиации при авиационном ДЗ, отраженный от объекта оптический сигнал на входе бортового спектрометра (рис. 2) вычисляется по следующей формуле (Vermette et al., 2011):

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi_s - \varphi_v, z) = \rho_a(\theta_s, \theta_v, \varphi_s - \varphi_v) + \frac{\rho_t}{1 - S(z)\rho_t} T(\theta_v, z) T(\theta_s, z), \quad (1)$$

где $\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi_s - \varphi_v, z)$ – отраженный от объекта и принятый бортовым спектрометрическим сигналом; θ_s – зенитный угол Солнца; θ_v – зенитный угол направления наблюдения; φ_v – угол азимута направления наблюдения; φ_s – угол азимута Солнца; ρ_t – отражаемость объекта; S – сферическое альbedo атмосферы; ρ_a – радиация на входе спектрометра, обусловленная свечением атмосферы (path radiance); $T(\theta_v)$ – пропускание атмосферы от объекта до сенсора; $T(\theta_v) = e^{-\tau_v/\mu_v} + t_d(\theta_v)$; $t_d(\theta_v)$ – пропускание диффузной радиации на пути объект–сенсор; τ_v – оптическая толщина атмосферы от объекта до сенсора; $T(\theta_s) = e^{-\tau_s/\mu_s} + t_d(\theta_s)$; $t_d(\theta_s)$ – пропускание атмосферы на пути объект–Солнце; τ_s – оптическая толщина атмосферы на пути объект–Солнце; μ_s , μ_v – параметры, определяемые как $\cos\theta$, где θ – зенитный угол падающего луча.

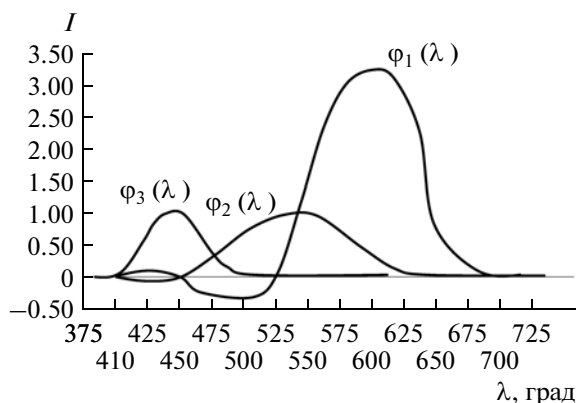


Рис. 1. Общий вид эмпирических функций $\varphi_1(\lambda)$, $\varphi_2(\lambda)$ и $\varphi_3(\lambda)$.

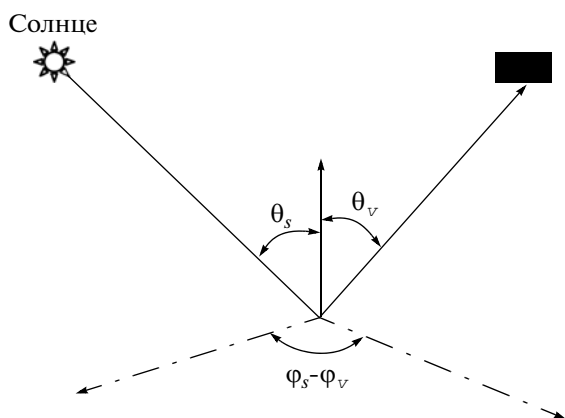


Рис. 2. Схематическое представление параметров и лучей при авиационном зондировании объектов на отражение.

Далее будем считать, что составляющая, характеризующая свечение атмосферы, устраняется методом компенсации, с использованием для этого метода темного объекта.

Далее, для упрощения анализа приняв $\varphi_s - \varphi_x = 180^\circ$, $z = \text{const}$,

$$t_d(\theta_s) = t_d(\theta_v) = 0,$$

$$\frac{\rho_t}{1 - S(z)\rho_t} = \chi = \text{const},$$

выражение (1) можем записать как

$$\rho^* = \chi \left[e^{-\tau_s/\mu_s} e^{-\tau_v/\mu_v} \right] = \chi e^{-\left[\frac{\tau_s}{\mu_s} + \frac{\tau_v}{\mu_v} \right]}. \quad (2)$$

Таким образом, если принять, что на рассматриваемых длинах волн отсутствуют линии поглощений атмосферных газов, а также допустить гомогенность атмосферы, то формула (2), с учетом

$\tau_s = \tau_a$, где τ_a – оптическая толщина атмосферы, приобретает следующий вид:

$$\rho^* = \chi e^{-\tau_a \left[\frac{1+z}{\mu_s z_{ekv} \mu_v} \right]}, \quad (3)$$

где z – высота полета носителя; z_{ekv} – эквивалентная высота атмосферы.

Формула (3) в целях RGB-колориметрии может быть записана отдельно для соответствующих монохроматических цветов

$$\rho_R = \chi e^{-\tau_a(\lambda_R) \left[\frac{1+z}{\mu_s z_{ekv} \mu_v} \right]},$$

$$\rho_G = \chi e^{-\tau_a(\lambda_G) \left[\frac{1+z}{\mu_s z_{ekv} \mu_v} \right]},$$

$$\rho_B = \chi e^{-\tau_a(\lambda_B) \left[\frac{1+z}{\mu_s z_{ekv} \mu_v} \right]}.$$

Таким образом, для устранения искажений цветов R, G, B, вследствие зависимости τ_a от λ , могут быть предложены следующие способы компенсации:

1) способ изменения μ_s для компенсации искажения цветности. Для конкретности рассмотрим обобщенный канал цветности с длиной волны λ . Должно быть выполнено условие

$$\tau_a(\lambda) \left[\frac{1+z}{\mu_s z_{ekv} \mu_v} \right] = \text{const}. \quad (4)$$

Согласно формуле Ангрстрема,

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (5)$$

где β – аэрозольная мутность атмосферы; α – параметр Ангрстрема.

С учетом (4) и (5), получаем условие изменения μ_s – для компенсации погрешности цвета

$$\frac{1}{\mu_s} = \frac{\text{const} \lambda^\alpha}{\beta} - \frac{z}{z_{ekv} \mu_v}, \quad (6)$$

или

$$\mu_s = \frac{\beta z_{ekv} \mu_v}{\text{const} \lambda^\alpha z_{ekv} \mu_v - \beta z}. \quad (7)$$

Таким образом, с учетом $\mu_s = \cos \theta_s$, получим

$$\theta_s = \arccos \left[\frac{\beta z_{ekv} \mu_v}{\text{const} \lambda^\alpha z_{ekv} \mu_v - \beta z} \right].$$

Следовательно, на длинах волн $\lambda = \lambda_R$, $\lambda = \lambda_G$ или $\lambda = \lambda_B$ для компенсации аэрозольной погрешности цветности зенитные углы Солнца должны быть выбраны по формуле (7), т.е. в рассматриваемом способе компенсации необходимо осуществить три последовательных полета над объектом и соответственно вести съемку на выбранной длине волны λ_R , λ_G или λ_B ;

2) способ изменения z для компенсации искажений цветности. Из выражения (6) имеем

$$z = z_{ekv} \mu_v \left[\frac{\text{const} \lambda^\alpha}{\beta} - \frac{1}{\mu_s} \right]. \quad (8)$$

Таким образом, задаваясь длинами волн $\lambda = \lambda_R$, $\lambda = \lambda_G$ и $\lambda = \lambda_B$, по формуле (8) можно вычислить необходимые высоты осуществления монохроматической спектральной съемки объекта;

3) способ изменения параметра μ_v для компенсации искажений цветности. Из выражения (6) имеем

$$\frac{z}{z_{ekv} \mu_v} = \frac{\text{const} \lambda^\alpha}{\beta} - \frac{1}{\mu_s}. \quad (9)$$

Из выражения (9) окончательно получаем

$$\mu_v = \frac{\beta \mu_s z}{(\mu_s \text{const} \lambda^\alpha - \beta) z_{ekv}}.$$

Таким образом, при длинах волн $\lambda = \lambda_R$, $\lambda = \lambda_G$ и $\lambda = \lambda_B$ можно вычислить значения μ_{vR} , μ_{vG} и μ_{vB} . Технически компенсация искажений цветности из-за влияния аэрозоля может быть реализована в следующих вариантах:

А) реализация различных по значению μ_{vR} , μ_{vG} и μ_{vB} на одном носителе (рис. 3) путем установки трех спектрометров с разными углами обзора. Очевидно, что в этом случае результаты монохромной цветной съемки оказываются пространственно смещенными и их на этапе предобработки требуется совмещать;

Б) реализация μ_{vR} , μ_{vG} и μ_{vB} последовательно во времени, путем установки на носителе спектрометра с регулируемым углом обзора. При этом носитель должен трижды пролетать над изучаемой местностью. И в этом случае на этапе предобработки следует решить вопрос о совмещении полученных монохроматических снимков.

Следует отметить, что все изложенные выше способы аппаратурной коррекции искажения цветности требуют оперативного проведения измерения оптической толщины атмосферного аэрозоля. Эти измерения могут быть осуществлены с помощью наземных солнечных фотометров, например, типа CIMEL или портативными переносными приборами типа MICROTUPS фирмы Solar Com.

При этом необходимо учесть неоспоримое преимущество аппаратурных методов реализации коррекции над вычислительными методами вне-

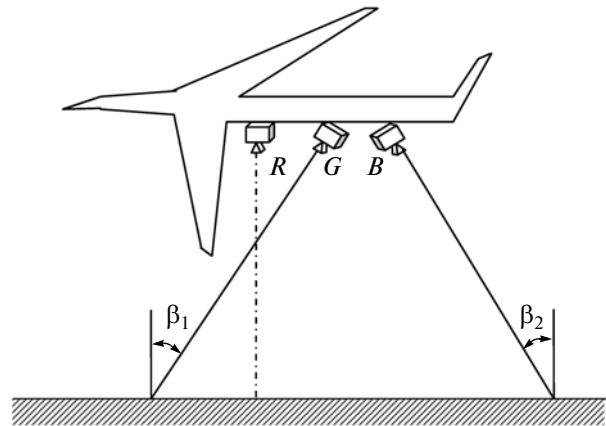


Рис. 3. Вариант реализации RGB-камер на носителе с разными зенитными углами обзора.

сения корректировочных поправок, заключающиеся в возможности физического моделирования оптимальных режимов коррекции в ситуациях, не предусмотренных в базовых математических моделях основных искажающих факторов цветности. Например, в случае отклонений от формулы Ангстрема (5) исключается необходимость нахождения более точного математического выражения зависимости $\tau_a(\lambda)$ от β и α , и вся коррекция сводится к опытному определению основных корректирующих параметров (высоты полета, зенитного угла, и т.д.) по критерию максимально правдоподобного воспроизведения цветности.

В целях подтверждения влияния атмосферного аэрозоля на энергораспределение спектрального состава солнечного излучения и выявления возможности введения корректирующих мер по регулированию цветности были проведены следующие модельно-экспериментальные исследования:

1) в качестве базового положения была принята прямо пропорциональная зависимость оптической толщины атмосферного аэрозоля от скорости ветра (Smith et al., 1993). Измерения скорости ветра проводились анеморумбометром МБЗМ-1 производства ОАО «Сафоновский завод Гидрометприбор»;

2) в течение трех безоблачных дней проводились измерения скорости ветра в разные часы дня с 9:00 до 15:00 местного времени;

3) в указанные выше часы проводились измерения интегральной радиации Солнца в диапазоне длин волн 400 нм–1.5 мкм. Измерения проводились с помощью лабораторного макета пиранометра, разработанного в НИИ Аэрокосмической информатики, г. Баку;

4) в указанные выше часы также проводились узкоспектральные фотометрические измерения в

Значения K_{ij}

Часы	Дни		
	1	2	3
9:00	0.10	0.12	0.12
10:00	0.12	0.11	0.14
11:00	0.15	0.12	0.16
12:00	0.14	0.11	0.17
13:00	0.90	то же	0.12
14:00	0.15	0.14	0.15
15:00	0.16	0.15	0.13

диапазоне длин волн 500–560 нм, соответствующем зеленому цветовому участку солнечного спектра. Измерения проводились с помощью лабораторного макета спектра солнечного фотометра, также разработанного в НИИ Аэрокосмической информатики.

Обработка и анализ результатов проведенных измерений осуществлялись в следующем порядке:

1) вычислялись коэффициенты отношения измеренных величин

$$K_{i,j} = \frac{aI_{f_{i,j}}}{I_{p_{i,j}}}; \quad i = \overline{1,7}; \quad j = \overline{1,3},$$

где I_f — сигнал на выходе фотометра; I_p — сигнал на выходе пиранометра; a — масштабный коэффициент. Вычисляемые значения $K_{i,j}$ приведены в таблице;

2) строились графики изменения измеренных значений скорости ветра во времени (рис. 4).

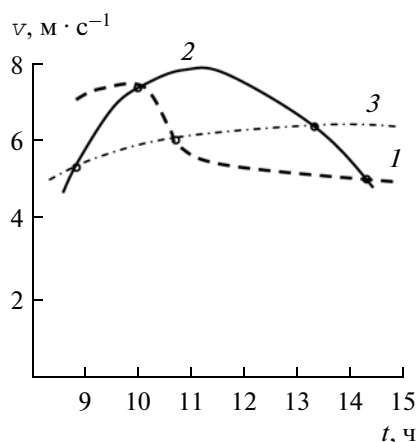


Рис. 4. Кривые зависимости $v = f(t)$, снятые в течение трех дней. Нумерация на кривых соответствует порядковому номеру дня проведенных измерений.

Как видно из графиков, приведенных на рис. 4, имеются несколько точек пересечения кривых, координаты которых на оси абсцисс обозначены как t_l , $l = \overline{1,5}$.

Исходя из предположения стабильности фоновой аэрозольной обстановки в первом приближении линейной зависимости оптической толщины аэрозоля от скорости ветра, можно заключить, что в точках t_l , $l = \overline{1,5}$ значения коэффициентов $K_{i,j}$ должны быть максимально схожими. Если посмотреть на таблицу, то можно увидеть, что в точках t_l , $l = \overline{1,5}$ значения коэффициентов $K_{i,j}$ мало отличаются друг от друга. С другой стороны, линейная зависимость параметров μ_s и β согласно формуле (10) наводит на мысль о том, что в восходящей ветви кривой 2 (рис. 4) до полудня, когда наблюдался рост как скорости ветра, так и параметра μ , значения $K_{i,j}$ должны быть намного более стабильными, чем в спадающей ветви. Эта закономерность также наблюдается в результатах, приведенных в таблице. Таким образом, изложенное выше косвенно подтверждает возможность исключения явления аэрозольного метамеризма путем использования восходящей ветви функции $v = f(t)$ до полудня для проведения калориметрических измерений.

В заключение сформулируем основные выводы и положения проведенного исследования.

Теоретически обоснована возможность осуществления аппаратной коррекции искажений цветности, вызванных влиянием атмосферного аэрозоля.

Предложены три способа аппаратной коррекции искажений цветности, вызванных влиянием атмосферного аэрозоля. Изложены различные варианты реализации предложенных способов коррекции.

Проведенные модельно-экспериментальные исследования подтвердили возможность устранения аэрозольного метамеризма аппаратными способами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безрядин С.Н. Введение в цветовые пространства. Пространство // Human Color. <http://www.zenitcamera.com/articles/colour/human-colour-space.html>

Smith M.H., Park P.M., Consterdine I.E. Marine aerosol concentrations and estimated fluxes over the sea // Q. J. R. Meteorol. Sci. 1993. V. 115. P. 383–395.

Vermote E., Tanre D., Deuse J.L., Herman M., Morcrette J.J., Kotchenova S.Y. Second simulation of a satellite signal in the solar spectrum Vector (bSV) // 6s.ltdri.org/S_code2_thiner_stuff/6S_Manual_Part_1.pdf

Estimation for Apparatus Correction of Atmospheric Aerosol Effect on Color Representation in Remote Colorimetry

A. Sh. Mehtiyev¹, H. H. Asadov², L. R. Bekirova¹

¹ National Aviation Academy, Baku

² Azerbaijan National Aerospace Agency, Baku

The possibility of carrying out of apparatus correction of color distortions caused by effect of atmospheric aerosol is theoretically grounded. Three methods of apparatus correction of color distortions caused by atmospheric aerosol are suggested. The various variants for realization of suggested methods are described.

Keywords: atmosphere, aerosol, colorimetry, optical depth, spectrum, turbidity

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ИЗМЕРЕНИЕ ВЫСОТЫ ЗНАЧИТЕЛЬНОГО ВОЛНЕНИЯ В ШИРОКОЙ
ПОЛОСЕ ОБЗОРА РАДИОЛОКАТОРОМ С НОЖЕВОЙ ДИАГРАММОЙ
НАПРАВЛЕННОСТИ АНТЕННЫ**

© 2012 г. В. Ю. Караев*, Е. М. Мешков

Институт прикладной физики Российской академии наук, Нижний Новгород

*E-mail: volody@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 11.03.2012 г.

Рассмотрены особенности формирования формы отраженного импульса при надирном зондировании радиоальтиметрами с узкой и широкой диаграммами направленности антенны. Предложена концепция радиолокатора с ножевой диаграммой направленности антенны, обеспечивающего панорамный режим измерения высоты значительного волнения в широкой полосе обзора вдоль траектории полета с заданным пространственным разрешением. Использование в приемном тракте радиолокатора частотных фильтров позволит разделить широкую полосу обзора на элементарные рассеивающие ячейки заданного размера и записать форму отраженного импульса для каждой ячейки. В этом случае форма отраженного импульса будет состоять из трех участков: переднего фронта, плато и заднего фронта. Численное моделирование показало, что передний фронт отраженного импульса сохранил информацию о высоте значительного волнения, и высота значительного волнения в каждой рассеивающей ячейке может быть восстановлена с помощью стандартного алгоритма, применяемого при обработке радиоальтиметрических данных.

Ключевые слова: радиоальтиметр, дистанционное зондирование, форма отраженного импульса, обратное рассеяние электромагнитных волн взволнованной водной поверхностью, полоса обзора, высота значительного волнения

ВВЕДЕНИЕ

Радиоальтиметр измеряет высоту значительного волнения вдоль траектории движения, и эта информация активно используется в численных моделях при изучении волнового климата и в метеорологии. Существенным недостатком является то, что расстояние между витками (траекториями) превышает 100 км, а цикл измерений занимает около 10 сут (Lee-Lueng Fu, Anny Cazenave, 2001). На рис. 1 показан пример расположения треков радиоальтиметра Topex/Poseidon для Каспийского моря при 10-дневном цикле (Лебедев, Костяной, 2005). В то же время, разрешение вдоль траектории движения существенно выше и обычно составляет 4–8 км в зависимости от интенсивности волнения.

В результате с помощью радиоальтиметра может быть получено только сечение процесса на поверхности океана по высоте значительного волнения и скорости ветра с хорошим разрешением вдоль траектории полета, а не пространственная структура этого процесса, что было бы интереснее потребителям информации.

Ситуация несколько улучшается за счет присутствия на орбите нескольких радиоальтиметров

и, следовательно, их показания могут объединяться при проведении анализа в заданных регионах. Существенными недостатками такого объединения являются значительная разнесенность измерений разных радиоальтиметров по времени, которая может достигать нескольких суток, а также то, что, в лучшем случае, получаем еще одно сечение.

Сформированное радиоальтиметрами глобальное поле высот содержит информацию о волнении, относящуюся к разным дням, причем информацию фрагментарную из-за большого расстояния между витками и “трековостью” измерений, т.е. без полосы обзора. Поэтому построенные карты высот имеют в основном статистическую ценность, выявляя долговременную изменчивость интенсивности волнения на различных участках Мирового океана.

Решением задачи исследования пространственной структуры процессов на морской поверхности может стать измерение высоты значительного волнения в широкой полосе обзора с заданным пространственным разрешением. Так работают скаттерометры, которые измеряют скорость и направление ветра в широкой полосе обзора с заданным пространственным разрешением

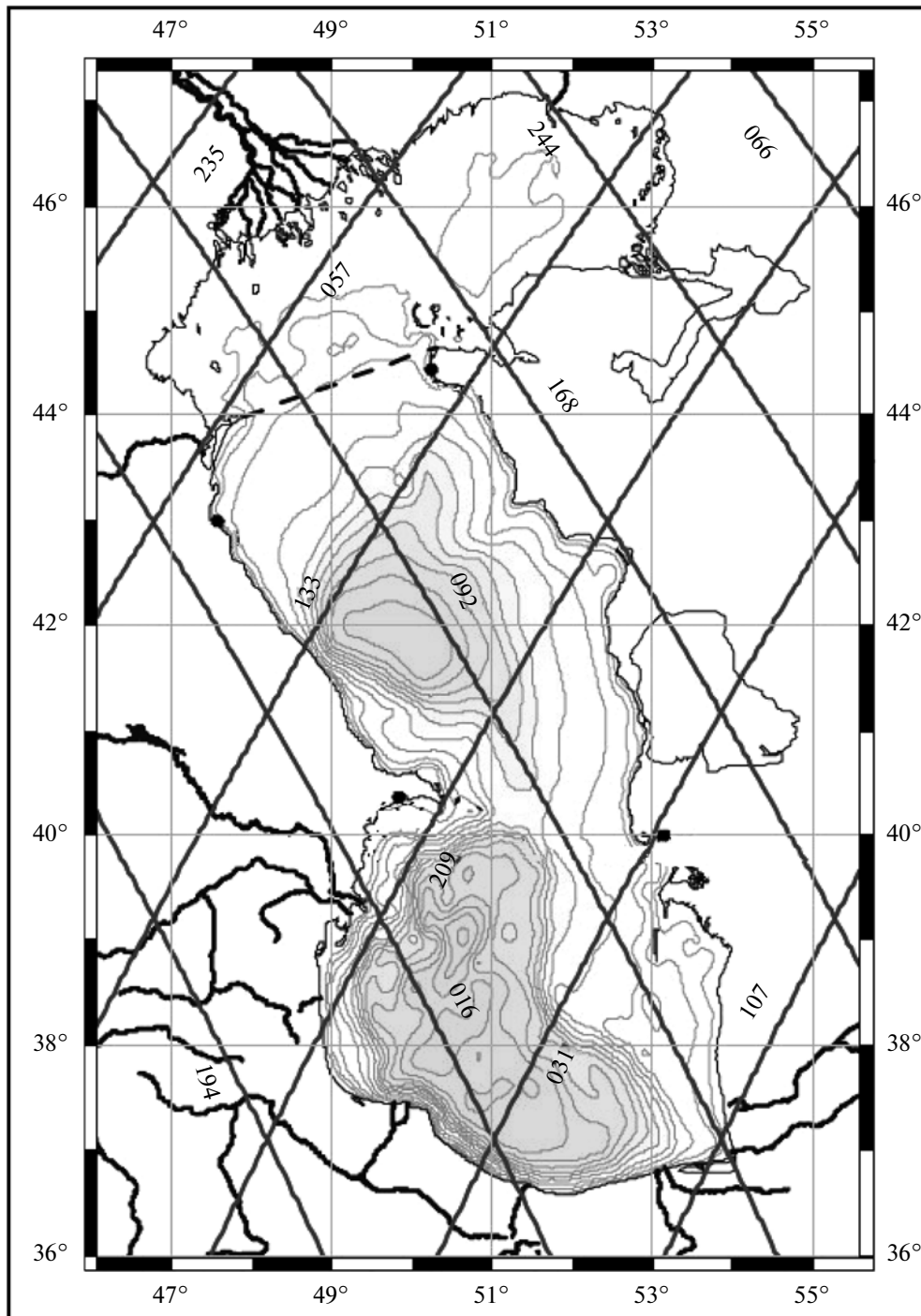


Рис. 1. Пример прохождения треков по Каспийскому морю (10-дневный цикл) радиоальтиметра Torex/Poseidon (Лебедев, Костяной, 2005).

и формируют поля приповерхностного ветра, активно используемые, например, в метеорологии.

К сожалению, скаттерометры не способны восстанавливать параметры морского волнения, что обусловлено резонансным механизмом обратного рассеяния электромагнитных волн сан-

тиметрового диапазона морской поверхностью на средних углах падения.

Интерес к восстановлению параметров волнения дистанционными методами всегда привлекал внимание исследователей, и было разработано несколько радиолокационных систем, которые

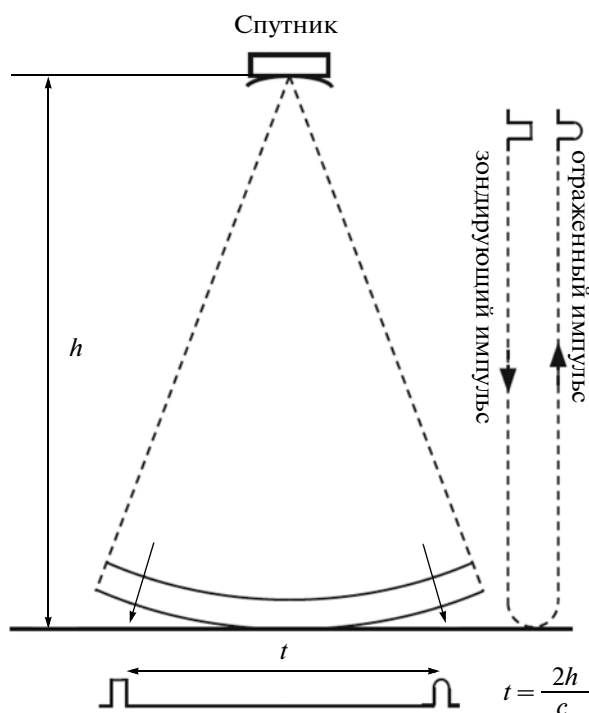


Рис. 2. Схема измерения радиоальтиметра (Лебедев, 2010).

хорошо зарекомендовали себя при измерении с самолета, например (Walsh et al., 1998; Hwang et al., 2000; Hauser, Caudal, 1996; Jackson et al., 1985). Однако по техническим причинам предложенные решения не могут быть перенесены на спутник для проведения глобального мониторинга.

В данной работе рассматривается возможность применения модифицированного радиоальтиметра для выполнения измерений высоты значительного волнения в широкой полосе обзора в элементарных ячейках заданного размера. Исследуется влияние ширины диаграммы направленности антенны на форму отраженного импульса при условии доплеровской селекции и обсуждаются алгоритмы восстановления высоты значительного волнения.

Для формирования полосы обзора предлагается применять радиолокатор с ножевой диаграммой направленности антенны, а для достижения необходимого пространственного разрешения использовать спектральные характеристики отраженного сигнала.

В результате новый доплеровский радиоальтиметр с ножевой диаграммой направленности антенны будет измерять высоту значительного волнения и скорость приповерхностного ветра в широкой полосе обзора с заданным разрешением.

ИЗМЕРЕНИЕ ВЫСОТЫ ЗНАЧИТЕЛЬНОГО ВОЛНЕНИЯ

В настоящее время измерение высоты значительного волнения выполняется космическими радиоальтиметрами с узкой симметричной диаграммой направленности антенны при надирном зондировании морской поверхности, например JASON, ENVISAT. Известная теоретическая модель описывает форму отраженного импульса для таких радиолокаторов (Brown, 1977; Chelton et al., 1989; Зубкович, 1968).

Разработанный алгоритм позволяет восстанавливать высоту значительного волнения по переднему фронту отраженного импульса. Сравнение с данными контактных измерений показало хорошую точность алгоритма – ошибка измерения высоты значительного волнения не превосходит 10%, или 0.5 м (что больше) (Lee-Lueng Fu, Anny Casenave, 2001).

Схема измерения показана на рис. 2 (Лебедев, 2010): короткий импульс излучается вертикально вниз и достигает морской поверхности. Часть излученной энергии отражается обратно и попадает в приемную антенну, где записывается форма отраженного импульса.

Процесс формирования отраженного импульса показан на рис. 3 (Лебедев, 2010). С увеличением времени задержки происходит увеличение площади освещенной (отражающей) поверхности, и мощность принятого сигнала, пропорциональная этой площади, тоже растет.

После достижения задним фронтом падающего импульса отражающей поверхности площадь освещенной площадки достигает максимальной величины и в дальнейшем перестает меняться, так как площадь отражающего кольца (освещенной поверхности) во времени сохраняется. При использовании приемной антенны с узкой диаграммой направленности происходит ослабление мощности принимаемого сигнала при увеличении угла падения, поэтому в существующих радиоальтиметрах после достижения максимума наблюдается спад на заднем фронте отраженного импульса.

В отраженном импульсе, измеренном радиоальтиметром, можно выделить передний фронт длительностью $\tau_{и}$, когда происходит увеличение амплитуды принимаемого сигнала, и задний фронт, на котором происходит спад при учете в модели формы импульса диаграммы направленности антенны.

На рис. 3 приведена форма импульса при отражении от плоской поверхности. При наличии волнения форма импульса исказится, в частности, передний фронт станет длиннее, так как первый отраженный сигнал придет при достижении

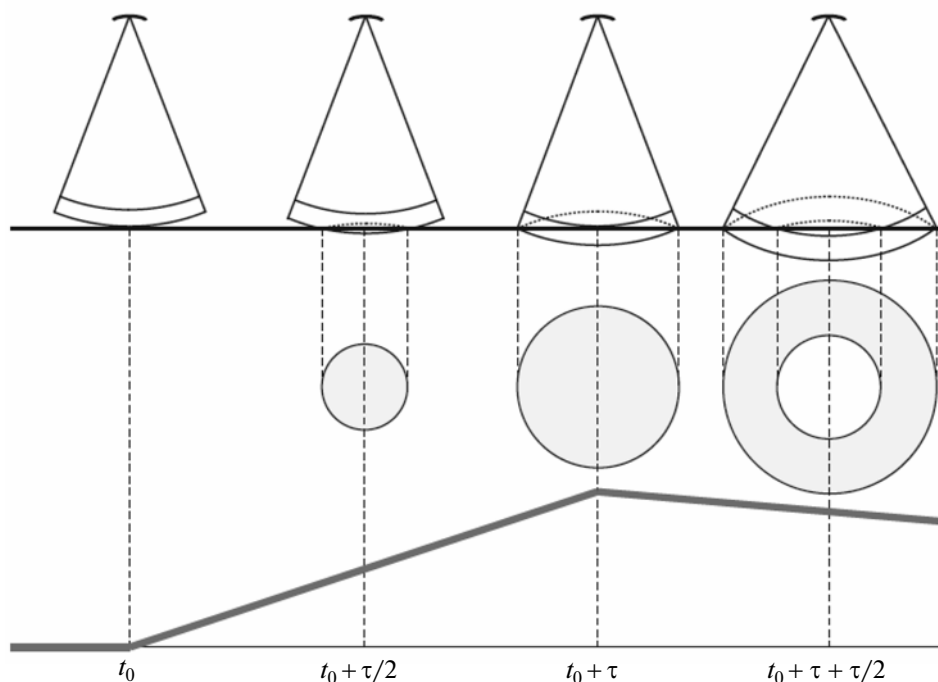


Рис. 3. Зависимость формы отраженного импульса от времени (Лебедев, 2010).

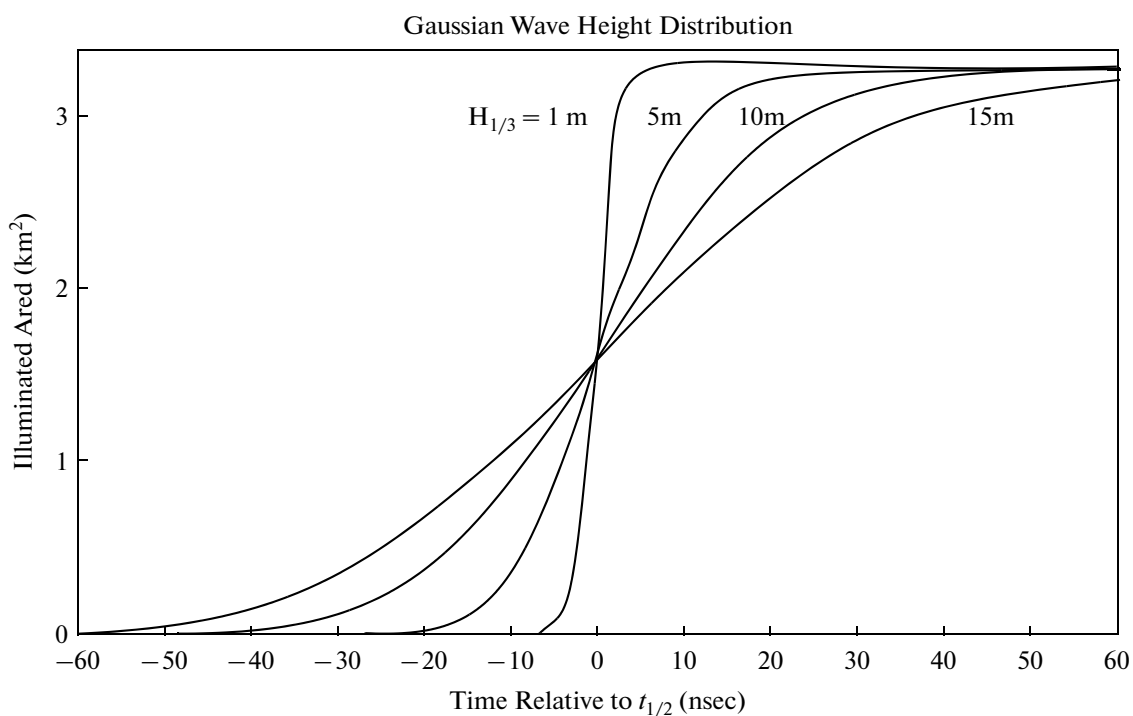


Рис. 4. Зависимость освещенной площади от времени при длительности импульса 3.125 нс и высоте значительного волнения 1, 5, 10 и 15 м (Lee-Lueng Fu, Anne Cazenave, 2001).

передним фронтом гребней волн, а завершится при достижении задним фронтом падающего импульса впадин.

Как отмечалось выше, мощность принятого сигнала пропорциональна площади освещенной площадки, поэтому вместо формы принятого им-

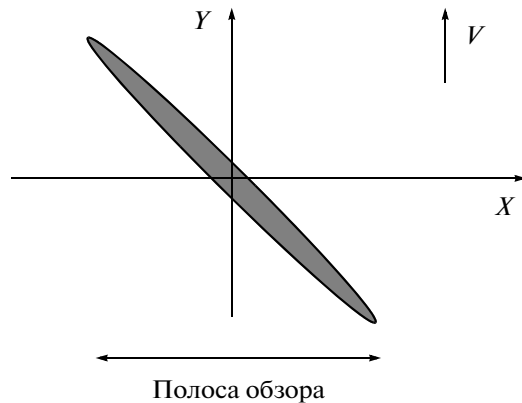


Рис. 5. Ориентация диаграммы направленности антенны в панорамном режиме.

пульса в качестве иллюстрации эффекта можно привести изменение освещенной площадки в зависимости от высоты значительного волнения из известной работы (Lee-Lueng Fu, Anny Casenave, 2001). Как видно из рис. 4, изменение высоты значительного волнения приводит к значительному увеличению площади засветки (длительности импульса).

Наблюдаемая трансформация переднего фронта отраженного импульса открывает возможность измерения высоты значительного волнения. В стандартном алгоритме восстановления высоты значительного волнения входным параметром является тангенс угла наклона переднего фронта отраженного импульса в средней точке.

Принципиальная возможность измерения высоты значительного волнения связана с существованием точки отсчета при приеме отраженного сигнала.

Если взять радиоальтиметр с узкой диаграммой направленности антенны и проводить измерения не в надир, а под небольшим углом падения, то будет сложнее точно измерить средний уровень океана. В то же время точность определения высоты значительного волнения не ухудшится. Дело в том, что при наклонном зондировании высота значительного волнения по-прежнему будет влиять на длительность переднего склона отраженного импульса.

Если для радиолокатора с узкой диаграммой направленности антенны, например $1^\circ \times 1^\circ$, использовать сканирующий режим работы от надира по 15° в обе стороны с шагом по углу в 1° , как это работает, например, в дождевом радиолокаторе (Precipitation radar – далее PR-радиолокатор), то можно измерить высоту волнения во всей полосе обзора с требуемым пространственным разрешением.

Но такой подход приведет к серьезному усложнению измерительной системы, поэтому предлагается другой способ измерения высоты значительного волнения, использующий особенности радиолокатора с ножевой диаграммой направленности антенны.

При ориентации ножевой диаграммы направленности антенны под углом к направлению движения мы получим полосу обзора, ширина которой зависит от угла поворота антенны и ширины диаграммы направленности (см. рис. 5). Известными методами можно разбить полосу обзора на элементарные рассеивающие ячейки нужного размера.

Для измерения высоты значительного волнения во всей полосе наблюдения необходимо ввести/найти точку отсчета для каждой элементарной рассеивающей ячейки. Для решения этой задачи предлагается использовать доплеровское смещение частоты отраженного сигнала.

Как известно, доплеровское смещение при постоянной скорости движения и известном угле поворота антенны зависит от угла падения. На входе приемного устройства надо поставить частотные фильтры с прямоугольными АЧХ, настроенные на заданные элементарные рассеивающие ячейки (по доплеровской частоте). Благодаря этому создается начальная точка отсчета для каждой элементарной рассеивающей ячейки. Отраженный сигнал появится в конкретном частотном фильтре только тогда, когда падающее поле достигнет этой элементарной ячейки. И точно так же сигнал пропадет после того, как задний фронт импульса покинет ячейку. Алгоритм восстановления высоты волнения будет аналогичен стандартному алгоритму определения высоты волнения.

Исследуем влияние диаграммы направленности антенны на форму отраженного импульса.

РАДИОАЛЬТИМЕТР С ШИРОКОЙ ДИАГРАММОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ АНТЕННЫ

Рассмотрим математическую формулировку исходной задачи. Учитывая то, что нас интересует только форма отраженного импульса, формулу для отраженного сигнала приведем в упрощенном виде (Зубкович, 1968; Гарнакерьян, Сосунов, 1978)

$$E(t) \sim \int_S E_0(R) G(\vec{r}) \exp(-2kRi) dr, \quad (1)$$

где R – расстояние от радиолокатора до точки отражения на рассеивающей площадке S ; $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число падающего излучения; $E_0(R)$ – амплитуда поля вблизи отражающей поверхности.

Функция $G(\vec{r})$ задает диаграмму направленности антенны и при надирном зондировании имеет следующий вид (Зубкович, 1968):

$$G(\vec{r}) = \exp \left[-1.38 \left(\frac{x^2}{H_0^2 \delta_x^2} + \frac{y^2}{H_0^2 \delta_y^2} \right) \right], \quad (2)$$

где δ_x и δ_y – ширина диаграммы направленности антенны в угломестной и азимутальной плоскостях соответственно; H_0 – высота полета.

Повторив преобразования, выполненные, например, в (Зубкович, 1968; Караев, Каневский, 1999), получим выражение для мощности принимаемого сигнала

$$P(t) \sim \iint \exp \left[-\frac{1}{2H_0^2} \left(\frac{x^2}{\sigma_{xx}^2} + \frac{y^2}{\sigma_{yy}^2} \right) \right] \times \exp \left[-\frac{5.52}{H_0^2} \left(\frac{x^2}{\delta_x^2} + \frac{y^2}{\delta_y^2} \right) \right] dx dy. \quad (3)$$

В предположении симметричной диаграммы направленности антенны ($\delta_x = \delta_y = \delta$) и изотропного волнения ($\sigma_{xx}^2 = \sigma_{yy}^2 = \sigma_{xy}^2$) можно перейти в полярную систему координат (ρ, φ), и интеграл (3) легко берется аналитически.

В этом случае пределы интегрирования по азимутальному углу лежат в интервале от 0 до 2π . Границы интегрирования по радиусу зависят от времени.

Передний фронт отраженного импульса лежит в интервале от t_0 до $t_0 + \tau_n$, где $t_0 = 2H_0/c$ и задается следующей формулой:

$$P(t) = P(t_0 + \tau) = 1 - \exp \left[-\frac{c\tau(5.52\sigma_{xy}^2 + \delta^2/2)}{H_0\delta^2\sigma_{xy}^2} \right]. \quad (4)$$

После касания электромагнитной волны поверхности в момент t_0 начинается формирование переднего фронта отраженного импульса, которое заканчивается в момент $t_0 + \tau_n$. После этого начинается формирование заднего фронта отраженного импульса и его форма задается следующим выражением:

$$P(t_0 + \tau) = A_0 \exp \left[-\frac{c\tau(5.52\sigma_{xy}^2 + \delta^2/2)}{H_0\delta^2\sigma_{xy}^2} \right], \quad (5)$$

где A_0 – коэффициент, введенный для согласования формы импульса в момент $t_0 + \tau_n$ и вычисляемый следующим образом:

$$A_0 = \frac{1 - \exp \left[c\tau_n(5.52\sigma_{xy}^2 + \delta^2/2)/H_0\delta^2\sigma_{xy}^2 \right]}{\exp \left[c\tau_n(5.52\sigma_{xy}^2 + \delta^2/2)/H_0\delta^2\sigma_{xy}^2 \right]}. \quad (6)$$

Полученные формулы справедливы для плоской поверхности. При облучении морской поверхности рассеяние начинается при достижении передним фронтом падающей электромагнитной волной гребней волн и заканчивается при достижении задним фронтом впадин.

Функция распределения высот является гауссовой и задается следующей формулой:

$$p(\zeta) = \frac{\exp \left[-\zeta^2/2\sigma_\zeta^2 \right]}{\sqrt{2\pi\sigma_\zeta^2}}, \quad (7)$$

где σ_ζ^2 – дисперсия высот поверхностного волнения.

Для нахождения интенсивности импульса, отраженного от морской поверхности в момент t , необходимо усреднить по высоте волнения

$$F(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_\zeta^2}} \int_{-\infty}^{\zeta_m} P(t - 2\zeta/c) \exp \left[-\frac{\zeta^2}{2\sigma_\zeta^2} \right] d\zeta, \quad (8)$$

где переменная $t = 0$ в момент t_0 и $\zeta_m = ct/2$. Для положительного значения высоты волны относительно среднего уровня время t становится отрицательным.

Зависимость формы отраженного импульса от времени прихода t показана на рис. 6а и б.

При моделировании использовался прямоугольный импульс длительностью 3 нс, высота полета 800 км, диаграмма направленности антенны 1° , дисперсия наклонов $\sigma_{xy}^2 = 0.012$. Вычисления проведены для высот значительного волнения: 1, 2, 4 и 8 м. Из рис. 6а видно, что происходит изменение угла наклона переднего фронта импульса в зависимости от высоты значительного волнения.

При использовании радиоальтиметра с широкой диаграммой направленности антенны ($\delta = 26^\circ$) форма отраженного импульса изменится, результаты моделирования приведены на рис. 6б. В этом случае на рассматриваемом временном интервале влияние диаграммы направленности антенны мало и не просматривается спад заднего фронта отраженного импульса, характерный для антенны с узкой диаграммой направленности антенны.

Численное моделирование показало, что дисперсия наклонов влияет на сечение обратного рассеяния, но не изменяет форму отраженного импульса при данной схеме измерений.

Как уже обсуждалось, при использовании ножевой диаграммы направленности антенны можно разбить широкую полосу обзора на элементарные рассеивающие ячейки, для которых можно найти сечение обратного рассеяния, используя

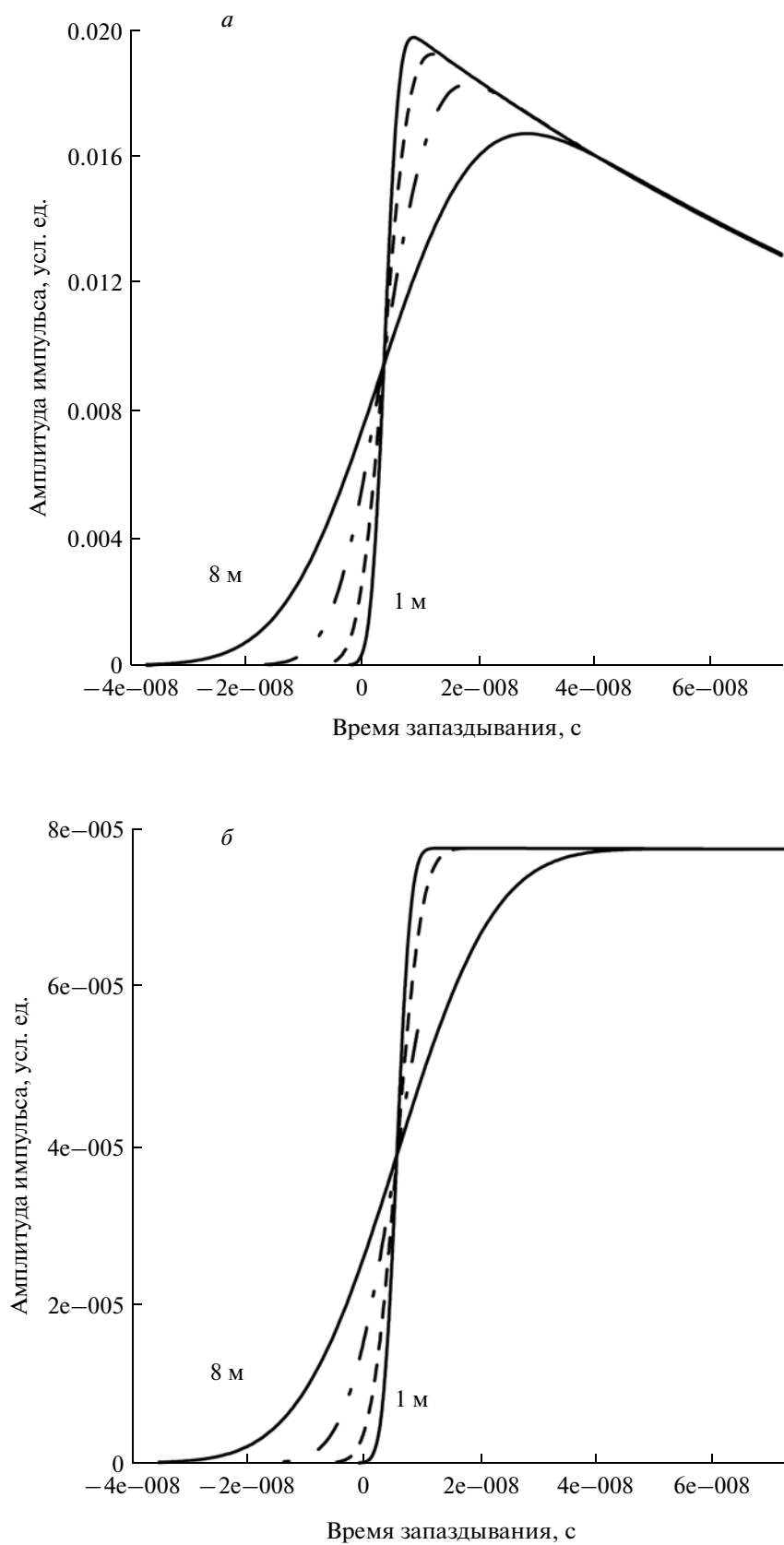


Рис. 6. Зависимость формы отраженного импульса от времени для четырех значений высоты значительного волнения: 1, 2, 4 и 8 м, для высоты $H_0 = 800$ км, при ширине диаграммы направленности антенны $\delta = 1^\circ$ (а) и $\delta = 26^\circ$ (б).

временную или доплеровскую селекцию, и определить скорость приповерхностного ветра.

В радиоальтиметрическом режиме передний фронт отраженного импульса формируется элементарной рассеивающей ячейкой, расположенной непосредственно под спутником (ближайшая точка) в независимости от ширины диаграммы направленности антенны, поэтому будет восстановлена высота значительного волнения непосредственно под спутником.

Для измерения высоты значительного волнения в каждой ячейке необходимо ввести точку отсчета принимаемого сигнала для каждой ячейки, и это можно сделать за счет применения частотных фильтров.

ДОПЛЕРОВСКИЙ РАДИОАЛЬТИМЕТР С НОЖЕВОЙ ДИАГРАММОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ АНТЕННЫ

Рассмотрим случай ножевой диаграммы направленности антенны, т.е. $\delta_x \gg \delta_y$. В этом случае теряется связь между переменными x и y , поэтому можно вычислить интеграл (3), не переходя в полярную систему координат (3), однако надо иметь в виду, что под дисперсией наклонов в данном случае понимается дисперсия наклонов вдоль ориентации антенны $\sigma_{зонд}^2$ и в формулах (5) и (6) используется δ_x вместо δ . В результате окончательные формулы для формы отраженного импульса не изменятся, так как интегрирование вдоль δ_y даст в окончательную формулу константу, не влияющую на форму импульса.

Для измерений высоты значительного волнения в панорамном режиме предлагается использовать радиолокатор с ножевой диаграммой направленности антенны с доплеровскими фильтрами в приемном тракте. Это приведет к изменению границ интегрирования и формированию ограниченного по времени импульса, т.е. отраженный импульс будет состоять из трех участков: передний фронт, плато и задний фронт. Доплеровский сдвиг отраженного сигнала зависит от угла падения, поэтому выбор полосы пропускания фильтра равносильен заданию углов падения. Это приведет к изменению пределов интегрирования в формуле (3).

Для ножевой диаграммы направленности антенны, например, $1^\circ \times 26^\circ$, пределы интегрирования по азимутальному углу возьмем равным $\varphi = \pm 3^\circ$. Передний фронт отраженного импульса лежит в интервале от t_0 до $t_0 + \tau_{и}$, где $t_0 = 2H_0 \operatorname{tg} \theta_1 / c$ и задается следующей формулой:

$$P(t_0 + \tau) = 1 - \exp \left[- \frac{c\tau (5.52\sigma_{зонд}^2 + \delta_x^2/2)}{H_0 \cos \theta_1 \delta_x^2 \sigma_{зонд}^2} \right], \quad (9)$$

где угол θ_1 зависит от нижней частоты полосы пропускания f_D частотного фильтра, т.е.

$$\theta_1 = \arcsin (f_D \lambda / (2V)).$$

Угол θ_2 зависит от верхней частоты полосы пропускания фильтра, и соответствующее время t_D равно

$$t_D = \frac{2H_0}{c} \left(\frac{\cos \theta_1 - \cos \theta_2}{\cos \theta_1 \cos \theta_2} \right). \quad (10)$$

Для участка времени $t_0 + \tau_{и}$ до $t_0 + t_D$ форма отраженного также совпадает с ранее полученным выражением

$$P(t_0 + \tau) = A_{12} \exp \left[- \frac{c\tau (5.52\sigma_{зонд}^2 + \delta_x^2/2)}{H_0 \cos \theta_1 \delta_x^2 \sigma_{зонд}^2} \right]. \quad (11)$$

Задний фронт импульса формируется в интервал времени от $t_0 + t_D$ до $t_0 + t_D + \tau_{и}$ и изменяется по следующему закону:

$$P(t_0 + \tau) = A_{23} \left(\exp \left[- \frac{c\tau (5.52\sigma_{зонд}^2 + \delta_x^2/2)}{H_0 \cos \theta_1 \delta_x^2 \sigma_{зонд}^2} \right] - 1 \right). \quad (12)$$

Коэффициенты A_{12} и A_{23} определяются из условия совпадения амплитуды сигнала на границе интервалов по аналогии с формулой (6).

Пример зависимости интенсивности отраженного сигнала от времени в одном из частотных фильтров приведен на рис. 7. Для расчетов использовались углы падения 3° и 3.05° , скорость движения 6000 м/с, высота полета 800 км, длина волны 0.021 м. При расчетах предполагался прямоугольный импульс длительностью 3 нс.

Как и в случае с узкой диаграммой направленности антенны, форма отраженного импульса будет зависеть от высоты значительного волнения. Для учета влияния этого эффекта на форму отраженного импульса необходимо провести усреднение по высотам волн (см. формулу (8)).

На рис. 8а приведены вычисления для четырех высот значительного волнения: 1, 2, 4 и 8 м для данного частотного фильтра. Ширина импульса получается значительной, поэтому более детально передний фронт отраженного импульса изображен на рис. 8б.

Сравнение рисунков показывает, что для восстановления высоты значительного волнения по переднему фронту отраженного импульса можно использовать существующие в радиоальтиметрии алгоритмы.

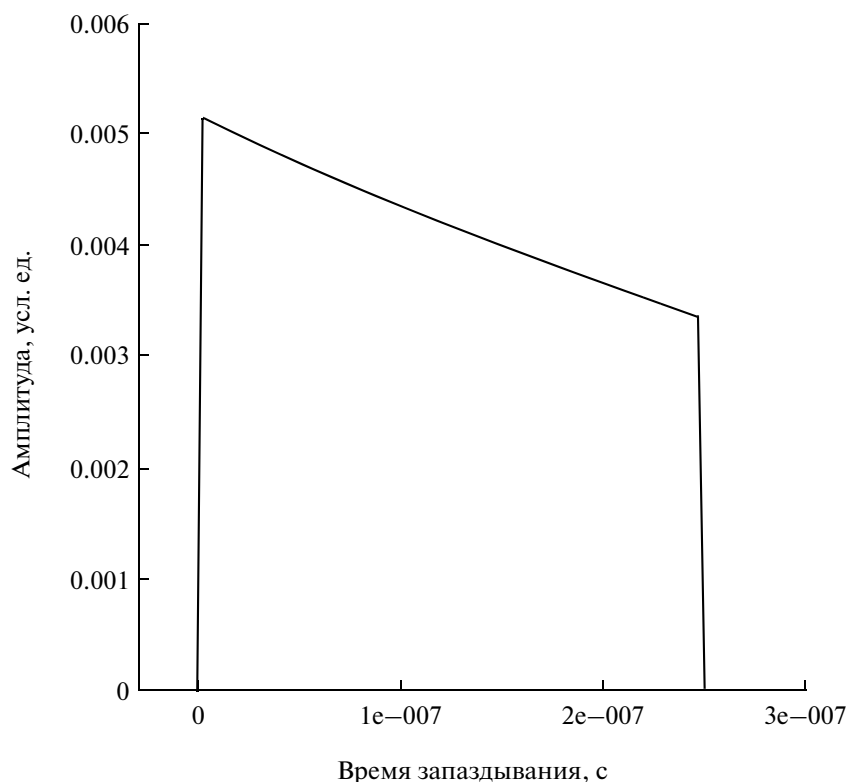


Рис. 7. Зависимость формы отраженного импульса от времени задержки в частотном фильтре 29–30.5 кГц для плоской поверхности.

КОНЦЕПЦИЯ ПАНОРАМНОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВОЛНЕНИЯ

Для измерения высоты значительного волнения в широкой полосе обзора предлагается использовать схему измерений, показанную на рис. 5.

Доплеровский радиолокатор с ножевой диаграммой направленности антенны излучает короткий импульс вертикально вниз. Диаграмма направленности ориентирована под углом относительно направления полета, что формирует полосу обзора.

За счет скорости движения носителя отраженный сигнал будет иметь доплеровский сдвиг, что позволит провести частотную селекцию и выделить элементарные рассеивающие ячейки. В результате для заданных частотных интервалов (рассеивающих ячеек) будут получены зависимости отраженной мощности от времени задержки.

В результате для заданных элементарных ячеек будет измерена форма отраженного импульса и стандартными алгоритмами восстановлена высота значительного волнения в каждой ячейке.

Преимущество такого подхода еще в том, что при излучении одного импульса формируются отраженные импульсы во всех элементарных рассеивающих ячейках. При формировании полосы

обзора не происходит механического или электронного сканирования, что повышает надежность радиолокатора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено исследование обратного рассеяния в области малых углов падения. Получено выражение для формы отраженного импульса для радиолокатора с широкой диаграммой направленности антенны и показано, что передний фронт отраженного импульса слабо зависит от ширины диаграммы направленности антенны и разработанные алгоритмы могут использоваться для измерения высоты значительного волнения.

Для получения панорамного режима измерения высоты значительного волнения предлагается использовать доплеровский радиолокатор с ножевой диаграммой направленности антенны, ориентированной под углом относительно направления полета.

С помощью частотных фильтров, установленных в приемном тракте, можно селективировать элементарные рассеивающие ячейки и для каждой записать форму отраженного импульса. Это позволит при обработке восстановить высоту значительного волнения в каждой ячейке.

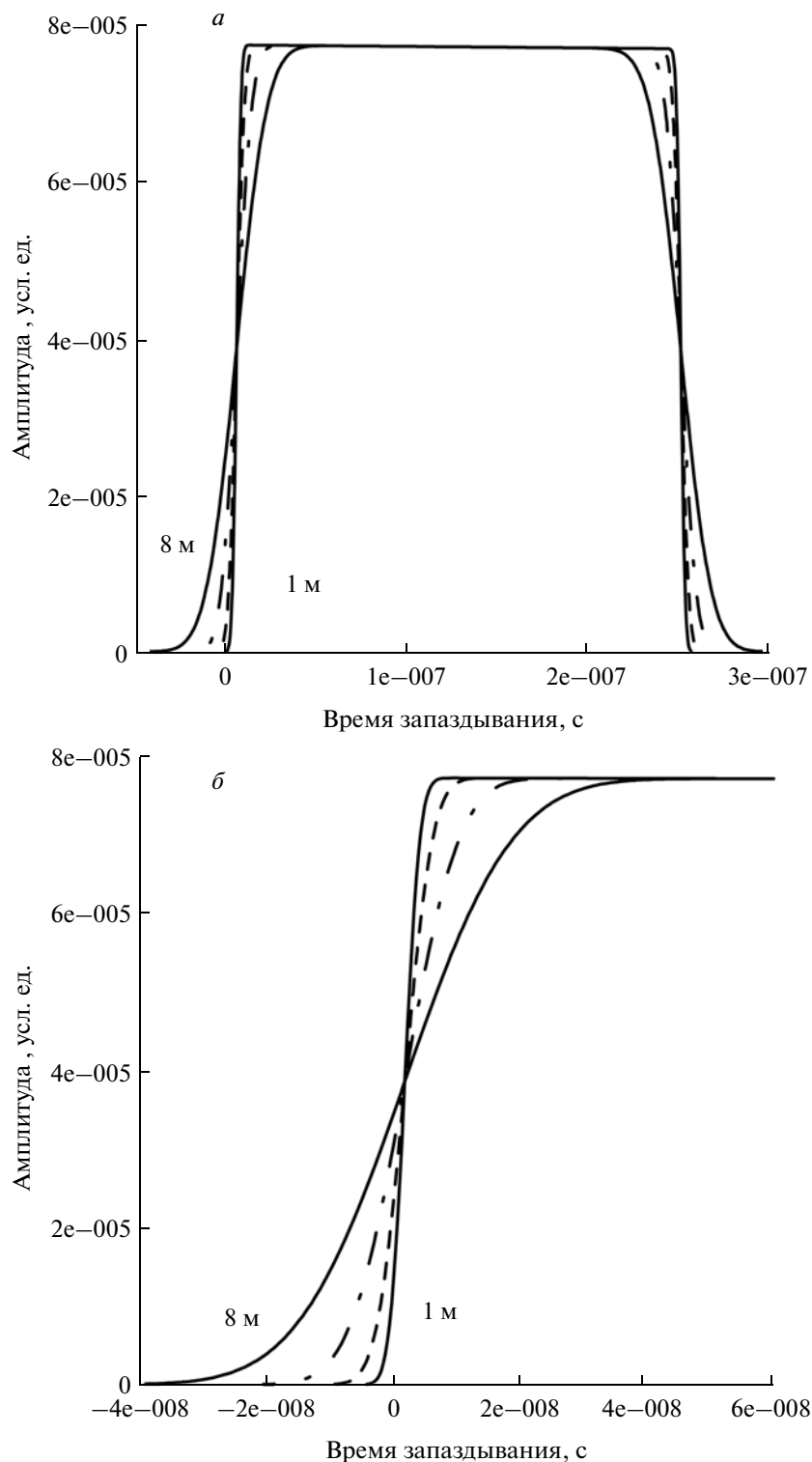


Рис. 8. Зависимость формы отраженного импульса от времени в частотном фильтре 29–30.5 кГц для взволнованной морской поверхности. Высота значительного волнения: 1, 2, 4 и 8 м; *a* – весь отраженный импульс; *б* – передний фронт отраженного импульса.

Была построена модель для формы отраженного импульса при использовании доплеровской селекции в частотных фильтрах. В отличие от

стандартного радиоальтиметра, отраженный импульс будет состоять из трех участков: передний фронт, плато и задний фронт. Высота значитель-

ного волнения может восстанавливаться как по переднему, так и по заднему фронту.

При работе в прибрежной зоне и внутренних водоемах у стандартного радиоальтиметра возникают сложности с восстановлением высоты значительного волнения, так как уровень берега выше уровня моря. И даже если берег формально находится за пределами области, освещенной за счет длительности излученного импульса, сигнал от возвышенности приходит раньше или одновременно с сигналом от водной поверхности, что искажает форму переднего фронта импульса и делает невозможным точное восстановление высоты значительного волнения.

При частотной селекции такой проблемы не возникнет, так как доплеровский сдвиг зависит от угла падения и не зависит от высоты берега, т.е. точность измерений в прибрежной зоне сохраняется.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00181а и № 11-05-97014-р-п-а) и гранта Правительства Российской Федерации (договор № 11.G34.31.0048).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гарнакерьян А., Сосунов А.* Радиолокация морской поверхности. Изд-во Ростовского ун-ва. 1978. 144 с.
- Зубкович С.* Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности, М.: Сов. радио, 1968. 224 с.
- Караев В., Каневский М.* К вопросу о радиолокационном определении параметров морского волнения // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 4. С. 14–20.
- Лебедев С., Костяной А.* Комплексный спутниковый мониторинг Каспийского моря с использованием данных альтиметрии // Всер. конф. “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. М.: ИКИ РАН, 14–17 ноября 2005 г.
- Лебедев С.А.* Основы спутниковой альтиметрии // Выездной семинар-школа. “Состояние и перспективы мониторинга Мирового океана и морей России по данным дистанционного зондирования и результатам математического моделирования”. Таруса, 9–12 июля 2010 г.
- Brown G.S.* The average impulse response of a rough surface and its application // IEEE Transact. Antennas and Propag. 1977. V. 25. № 1. P. 67–73.
- Chelton D.B., Walsh E.J., MacArthur J.L.* Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry // J. Atmos. and Oceanic Technol. 1989. V. 6. P. 407–438.
- Lee-Lueng Fu, Anny Cazenave.* Satellite altimetry and earth sciences. A handbook of techniques and applications. San Diego, USA: Acad. Press, 2001. 464 p.
- Hauser D., Caudal G.* Combined analysis of the radar cross-section modulation due to the long ocean waves around 14 and 34 incidence: Implication for the hydrodynamic modulation // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № C11. P. 25833–25846.
- Hwang P.A., Wang D.W., Walsh E.J., Krabill W.B., Swift R.N.* Airborne measurements of the wavenumber spectra of ocean surface waves. Part II: Directional distribution // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 30. № 11. P. 2768–2787.
- Jackson F.C., Walton W.T., Baker P.L.* Aircraft and satellite measurement of ocean wave directional spectra using scanning-beam microwave radars // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C1. P. 987–1004.
- Walsh E.J., Vandemark D.C., Friehe C.A., Burns S.P., Khelif D., Swift R.N., Scott J.F.* Measuring sea surface square slope with a 36-GHz scanning radar altimeter // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C6. P. 12587–12601.

Measurement of the Significant Wave Height in Wide Swath with Required Spatial Resolution

V. Yu. Karaev, E. M. Meshkov

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod

The features of the shape of the backscattered impulse of radio altimeters with narrow and wide antenna patterns at nadir probing were considered. The concept of radar with knife-like antenna beam, providing a panoramic mode of measuring of the significant wave height inside of a wide swath with a given spatial resolution along the flight track is suggested. The use in the receiving channels of radar the frequency filters will permit to divide a wide swath into the elementary scattering cells of a given size and shape of the reflected impulse will be recorded for each cell. The shape of the reflected impulse consists from three parts: the leading edge, the plateau and the trailing edge. Numerical estimates show that the leading edge of the returned waveform saved the information about the significant wave height. The significant wave height in each elementary scattering cell can be retrieved by the algorithm used in the processing of radio altimeter data.

Keywords: radio altimeter, remote sensing, returned waveform, backscattering of microwave signal by rough water surface, swath, significant wave height

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

СРАВНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО И НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДОВ КЛАССИФИКАЦИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА LANDSAT 5

© 2012 г. А. А. Романов*, К. А. Рубанов

Сибирский федеральный университет, Красноярск

*E-mail: arom_work@yahoo.com

Поступила в редакцию 06.03.2012 г.

Цель данного исследования – изучение эффективности применения нейронных сетей (НС) в задачах классификации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В работе приводится описание традиционных методов распознавания, дается характеристика нейросетевого подхода. Представляется ретроспектива применения НС для решения различных задач по обработке данных ДЗЗ. Помимо этого, в данной работе приводятся результаты исследования применимости НС на примере классификации реальных данных ДЗЗ, характеризующих территорию высокой степени гетерогенности. Точность распознавания типов растительного покрова, полученная с помощью нейросетевого классификатора, составила 91%, что превосходит показатели других методов: максимального правдоподобия (82%), расстояния Махаланобиса (78%), минимальных расстояний (64%). Результаты исследования показывают, что присущий гетерогенным данным закон нормального распределения не всегда обеспечивает статистическим алгоритмам преимущества в точности классификации. Предложен формат нейросетевого классификатора для обработки данных ДЗЗ, характеризующихся высокой степенью гетерогенности.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, управляемая классификация, нейронные сети, статистические алгоритмы, Landsat 5, тематическое дешифрирование

ВВЕДЕНИЕ

Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) является одной из наиболее значимых и динамично развивающихся областей современной науки и техники. Достижения последних десятилетий в сфере создания и развития космических систем, технологий обработки, хранения, интерпретации, а также практического использования получаемых данных значительно расширили круг и масштаб задач, решаемых на основе данных ДЗЗ. Постоянно увеличивается число потребителей, а получаемая таким способом информация широко используется как в научных, так и в производственных целях.

Важными этапами использования данных ДЗЗ являются предварительная и тематическая обработка. Первую категорию представляют методы геометрической, радиометрической и атмосферной коррекции, а также процедуры фильтрации и восстановления пропущенных пикселей. Тематическая обработка выполняется после предварительной и направлена на решение определенных задач – извлечение конкретной информации в той или иной области наук о Земле. Основным подходом при тематической обработке является использование аппарата распознавания образов.

Для классификации данных ДЗЗ наиболее часто применяют статистические методы распознавания. Это объясняется тем, что вследствие нерегулярного характера протекания природных явлений результаты ДЗ часто подвержены случайным изменениям, маскирующим характерные различия между классами. Статистический анализ позволяет учесть эти изменения, потенциально уменьшить их отрицательное влияние на точность классификации. Помимо этого, исследуемые классы могут перекрываться в пространстве измерений: некоторые измерения одного класса могут быть неотличимы от измерений других классов. В большинстве этих случаев методы статистического распознавания образов позволяют производить классификацию высокой точности (Кашкин, Сухинин, 2001).

Традиционные методы распознавания образов весьма хороши с точки зрения обеспечения требуемой точности результатов классификации, но при этом требуют достаточно подробной априорной информации о статическом распределении данных. К тому же, широкое распространение данных сверхвысокого пространственного разрешения и гиперспектральных изображений заставляет задумываться о разработке новых методов распознавания.

МЕТОДЫ НЕУПРАВЛЯЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Методы классификации подразделяются на управляемые и неуправляемые. В первом случае аналитик самостоятельно определяет требуемые классы, во втором — лишь указывает их количество.

Методы неуправляемой классификации основаны на процедуре кластеризации, суть которой состоит в определении местоположения центров векторов признаков внутри однородной выборки пикселей. Эти выборки, называемые кластерами, выполняют функцию представителей классов, содержащихся в изображении. Полученные в результате классификации области необходимо идентифицировать и определить, представляют ли они интерес для аналитика. Этот метод оказывается полезным в случае недостатка априорной обучающей информации о данных ДЗЗ. К примеру, неуправляемая кластеризация часто используется для получения обзорных вегетационных карт (карт растительности) (Memarsadeghi et al., 2003).

Одним из наиболее популярных методов кластеризации является алгоритм К-средних. В начале работы алгоритма произвольным образом задается начальное математическое ожидание вектора для каждого из кластеров. Затем каждый пиксел обучающего набора данных назначается классу, чье математическое ожидание вектора признаков наиболее близко к вектору пикселя. Таким способом формируется первый набор границ решения. Затем вычисляется новый набор векторов математических ожиданий кластера, а пиксели соответствующим образом переназначаются. Итерации продолжаются до тех пор, пока в переопределении пикселей на двух последовательных итерациях не будет наблюдаться существенного изменения, определяемого некоторым абсолютным значением (Шовенгердт, 2010).

Одним из наиболее популярных и широко используемых способов кластеризации в ДЗ является ISODATA (Jain, Dubes, 1988; Jensen, 2004). Этот алгоритм является модификацией метода К-средних, его важное преимущество заключается в том, что аналитику требуется обеспечить только начальную оценку числа классов, а затем, базируясь на широкой эвристике, алгоритм может оптимизировать количество кластеров, удаляя малоразмерные, объединяя ближайшие или разделяя гетерогенные области (Memarsadeghi, 2003).

На практике методы неуправляемой классификации часто используются для предварительного распознавания исследуемой территории, что помогает снизить сложность подробной тематической обработки, выполняемой на следующем этапе.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ УПРАВЛЯЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Метод максимального правдоподобия (ММП) является наиболее часто используемым способом управляемой классификации данных ДЗЗ (Richards, Jia, 2006), в задаче определения класса, к которому принадлежит соответствующий пиксел, особый интерес представляют условные вероятности $p(\omega_i, |x)$, $i = 1, \dots, M$, где ω_i — спектральное представление класса ω_i , $i = 1, \dots, M$. Вектор измерений x — набор яркостных характеристик пикселя. Такое описание представляет пиксел как точку в мультиспектральном пространстве с координатами, определенными яркостью. Вероятность $p(\omega_i, |x)$ определяет принадлежность конкретного пикселя, характеризуемого вектором x , к одному из заданных классов. Классификация выполняется по следующему правилу:

$$x \in \omega_i, \text{ если } p(\omega_i, |x) > p(\omega_j, |x) \text{ для всех } j \neq i. \quad (1)$$

Таким образом, пиксел x принадлежит классу ω_i , если вероятность $p(\omega_i, |x)$ выше. Приведенное решающее правило представляет собой особый случай более общего правила, основанного на статистических закономерностях.

Нужно отметить, что большинство применяемых методов управляемой классификации, основанных на статистических закономерностях, используют в качестве основы Байесовский классификатор (Richards, Jia, 2006).

Несмотря на простоту метода, описываемого в формуле (1), вероятность $p(\omega_i, |x)$ является неизвестной. Однако предполагается наличие обучающих данных, характеризующих каждый тип распознаваемой поверхности. Эта информация используется для оценки распределения вероятностей каждого вида покрытия, которая описывает возможность принадлежности пикселя x соответствующего классу ω_i . Имеющаяся статистическая информация представляется в виде вероятности $p(x|\omega_i)$. Другими словами, для каждого пикселя, занимающего положение x в спектральном пространстве признаков, рассчитывается набор вероятностей, на основании которых строится гипотеза о принадлежности пикселя к тому или иному классу.

Требуемые вероятности $p(\omega_i, |x)$ в формуле (1) и имеющиеся $p(x|\omega_i)$, получаемые из набора обучающих данных, связаны с теоремой Байеса:

$$p(\omega_i, |x) = p(x|\omega_i) \frac{p(\omega_i)}{p(x)}, \quad (2)$$

где $p(\omega_i, |x)$ — апостериорная вероятность (вероятность того, что пиксел x принадлежит классу ω_i); $p(\omega_i)$ — априорная вероятность (вероятность того, что класс ω_i встречается на изображении); $p(x)$ — вероятность принадлежности пикселя x к любому классу.

Используя (2), можно представить классификационное правило в виде

$x \in \omega_i$, если $p(x|\omega_i)p(\omega_i) > p(x|\omega_j)p(\omega_j)$ для всех $j \neq i$.

Метод минимальных расстояний (МР) представляет собой значительное упрощение метода максимального правдоподобия, в котором решение о принадлежности пиксела определенному классу принимается на основании сравнения метрики расстояния между яркостью пиксела и средними значениями яркостей классов в мультиспектральном пространстве

$$r_k^2 = \sum_{m=1}^n (f_{ijm} - \mu_{km}^-)^2,$$

где f и μ – векторы признаков; m – номер спектрального канала; n – общее число каналов; i и j – координаты пиксела; k – метка класса. Пиксел ставится в соответствие тому классу, для которого значение параметра r_k^2 минимально. Это простой и быстрый метод классификации, он требует минимальных сведений о классах, но проигрывает ММП в точности, так как не учитывает окружения пиксела. Вследствие этого данный алгоритм распознавания, как правило, уступает и методам кластерного анализа, и процедурам сегментации по наращиванию областей и выделению границ. Достоинством классификатора МР является то, что он может рассматриваться безотносительно к нормальному закону распределения (Кашкин, Сухинин, 2001).

Преобразовав одну из дискриминантных функций, используемых в методе максимального правдоподобия, ее можно рассматривать как квадратичную меру расстояния

$$d(x, m_i)^2 = \ln \left| \sum_i^{-1} \right| + (x - m_i)^t \sum_i^{-1} (x - m_i), \quad (3)$$

и классифицировать пикселы, используя в качестве параметра, оценивая его значение подобно евклидовой метрики для метода минимальных расстояний.

В случае тождественности ковариаций рассматриваемых классов формула (3) приводится к упрощенному виду

$$d(x, m_i)^2 = (x - m_i)^t \sum_i^{-1} (x - m_i),$$

где m_i – вектор средних значений параметров класса I ; x – набор яркостных характеристик пиксела. В классификаторе дистанции Махаланобиса (ДМ) обычно используется эта облегченная метрика, хотя иногда данный термин применяется для более общей меры расстояния, представленной в формуле (3).

Достоинством ДМ над процедурой максимального правдоподобия является значительно меньшее время выполнения и, посредством ковариационной матрицы, сохранение высокой степени чувствительности к направлению изменения признаков (Richards, Jia, 2006).

Статистические методы просты в применении, наиболее распространены в современном программном обеспечении для обработки данных ДЗЗ, но в то же время имеют существенные недостатки: необходимость априорной информации о законе распределения и больших объемах обучающих данных для определения статистических закономерностей.

НЕЙРОСЕТЕВОЙ МЕТОД УПРАВЛЯЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

В качестве одной из непараметрических методик классификации данных ДЗЗ используются искусственные нейронные сети (НС). Значительным отличием этого метода распознавания от статических алгоритмов является то, что границы решения не фиксируются детерминированными правилами, применяемыми к характерным признакам прототипа, а определяются в итеративной форме путем минимизации критерия ошибки при обработке обучающих данных (Шовенгердт, 2010). Обычно в качестве меры погрешности берется средняя квадратичная ошибка, определяемая как сумма квадратов разностей между величиной идеального выхода d_i и реально полученными значениями y_i для каждого примера i :

$$E = \sum_{i=1}^M \frac{(d_i - y_i)^2}{M},$$

где M – количество примеров, обработанных НС. Один из вариантов базовой архитектуры нейронной сети представлен на рис. 1.

Эта сеть имеет три слоя: входной, выходной и скрытый слой. Скрытый слой состоит из узлов, содержащих обрабатывающие элементы. Узлы входного слоя, с другой стороны, просто являются интерфейсом для входных данных и не выполняют никакой обработки. Входные образы являются признаками, используемыми для классификации. В простейшем случае они представляют собой многоспектральные векторы яркости обучающих пикселов, каждый компонент которых характеризует яркость пиксела в одном из каналов. Могут быть также использованы другие признаки, такие как пространственное соседство пикселов или динамические спектральные векторы.

В пределах каждого узла обработки мы имеем дело с суммированием и преобразованием: рис. 2. В каждом j -м узле скрытого слоя выполняется следующая операция над входным образом p_i , приводящая к выходному образу h_j :

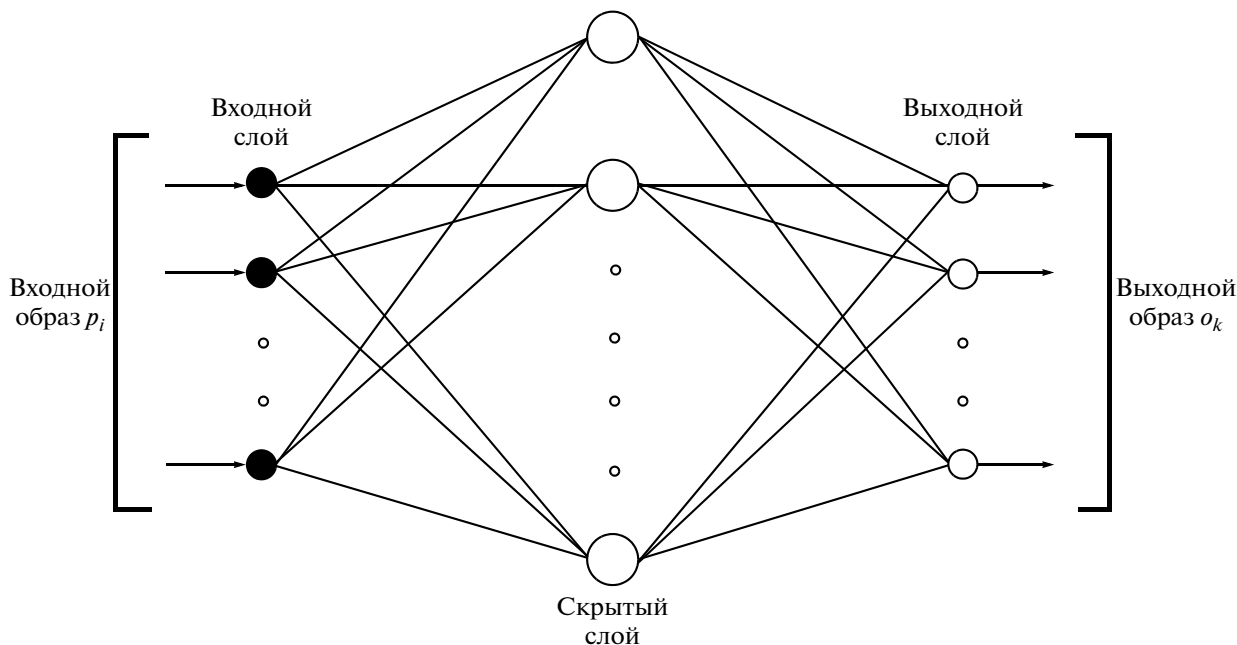


Рис. 1. Архитектура нейронной сети.

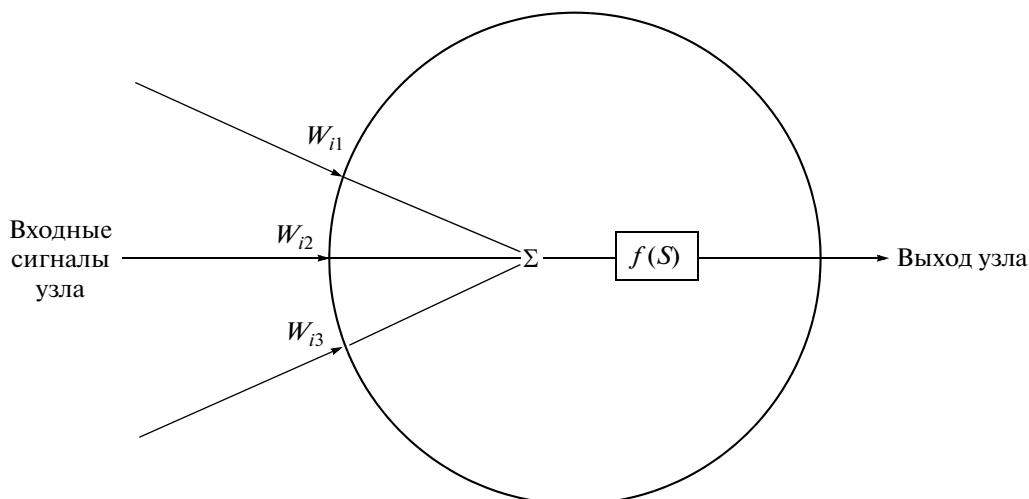


Рис. 2. Узел нейронной сети.

скрытый слой: $S_j = \sum_i w_{ji} p_i$ и $h_j = f(S_j)$,

который направлен на каждый узел выходного слоя k , где рассчитывается выходной образ o_k :

выходной слой: $S_k = \sum_j w_{kj} h_j$ и $o_k = f(S_k)$.

В приведенных выше формулах входной образ p_i представлен вектором, составленным из значений яркостей пиксела в имеющихся спектральных каналах, выходной образ o_k характеризует

класс, к которому принадлежит рассматриваемый элемент. Значения w_{ji} и w_{kj} – весовые коэффициенты, рассчитываемые при обучении нейронной сети.

Наиболее широко используемой в качестве функции преобразования $f(S)$ является сигмоидальная функция $f(S) = \frac{1}{1 + e^{-S}}$, представленная на рис. 3. Могут быть использованы и другие функции, например, жесткая безградиентная пороговая функция.

Возможность нейронной сети различать те или иные образы обусловлена ее весовыми коэффициентами. В процессе обучения они итеративно корректируются в направлении конфигурации, которая позволяет сети определять представляющие интерес образы прототипа. Алгоритм обратного распространения минимизирует квадратичную ошибку для всех выходных образов сети, и этот алгоритм был первым успешным подходом для обучения сети, представленной на рис. 1–3.

РЕТРОСПЕКТИВА ПРИМЕНЕНИЯ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Особый интерес специалистов ДЗЗ к использованию НС связан с тем, что этот подход не требует подробного априорного знания о статистическом распределении обрабатываемых данных, что позволяет не ограничиваться законом распределения случайной величины. К тому же, данный метод отличает характерный параллелизм обработки информации и относительно малое время классификации (Bischof et al., 1992).

С другой стороны, сложности при использовании нейронных сетей возникают в связи с выбором сетевой архитектуры, зависимостью результатов классификации от условий обучения и неоднозначностью интерпретации поведения НС. Исследования применимости средств искусственного интеллекта для задач ДЗ ведутся, по меньшей мере, два десятилетия, и за это время получены различные результаты.

Одна из первых попыток применения НС для классификации данных ДЗЗ описывается в публикации Decatur “Applications of neural networks to terrain classification”. В этой работе он сравнивал производительность нейронных сетей с архитектурой многоуровневый перцептрон (МП) и одним из Байесовских классификаторов (Decatur, 1989). Decatur установил, что, применяя НС с архитектурой МП, можно добиться значительного улучшения точности классификации по сравнению со статистическими методами (Roli et al., 1997).

Исследователи Lee, Bischof, Paola и Schowengerdt применяли нейронные сети для классификации изображений, полученных приборами Multispectral Scanner и Thematic Mapper спутников Landsat (Lee et al., 1990; Bischof et al., 1992; Paola, Schowengerdt, 1995). Decatur и Azimi-Sadjadi использовали нейросетевой подход для классификации данных радара с синтезированной апертурой (SAR) (Decatur, 1989; Azimi-Sadjadi et al., 1993). Нернер определил, что НС превосходят метод максимального правдоподобия в случае использования минимальных наборов обучающих данных (Нернер et al., 1990). Kanellopoulos применил нейросетевые методы для анализа временных рядов спутниковых данных и получил точность

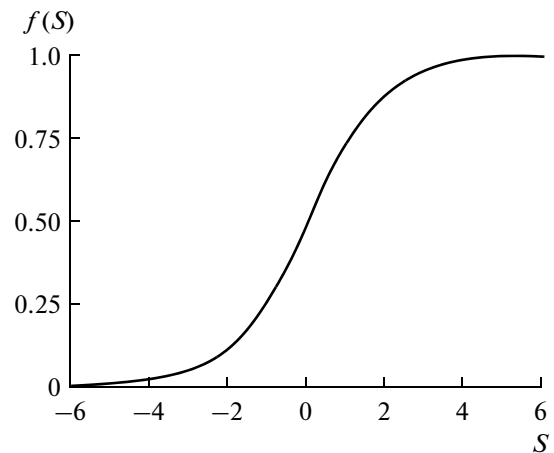


Рис. 3. Функция активации.

классификации равную 80–90% (Kanellopoulos et al., 1990, 1991).

Нейросетевые классификаторы использовались также для совместного распознавания разнотиповых данных ДЗЗ в работах Benediktsson, Ersoy и Hong, Serpico и Roli. (Benediktsson et al., 1990; Ersoy, Hong, 1990; Serpico, Roli, 1995). Позднее Benediktsson использовал нейронные сети для классификации высокоразмерных данных, полученных сканирующей системой Airborne Visible-Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS).

Автор Lee в работе “A neural network approach to cloud classification” описал применение МП для классификации облаков с помощью данных Landsat MSS. Его результаты показывают высокий уровень точности классификации, полученный благодаря использованию архитектуры четырехслойного перцептрона (Lee et al., 1990).

Другой исследователь — Bischof — использовал трехслойный перцептрон для классификации данных Landsat TM. Результаты его исследований, представленные в статье “Multispectral classification of Landsat images using neural networks”, показывают, что МП выполняет классификацию лучше, чем Байесовский классификатор (Bischof et al., 1992).

Исследователь Azimi-Sadjadi разработал структурированную нейронную сеть для классификации радарных изображений. Сетевая архитектура в его исследовании “Terrain classification in SAR images using principal components analysis and neural networks” содержит четыре подсети (каждая для разной поляризации радарного сигнала) и конечную сеть, которая комбинирует результаты работы подсетей для поиска решения поставленной задачи. Результаты доказывают преимущества “комбинированной поляризационной архитектуры”, использующей специфику радарных данных (Azimi-Sadjadi et al., 1993).

Исследователи Salu и Tilton в рамках работы “Classification of multispectral image data by the Binary Diamond neural network and by nonparametric, pixel-by-pixel methods” представили новую модель нейронной сети, названную “Binary Diamond Neural Network”, предназначенную для классификации данных Landsat 4 TM. Binary Diamond – это многослойная нейронная сеть с прямой связью, которая обучается на примерах в режиме “одного прохода”. Результаты их работы показывают, что НС архитектуры Binary Diamond обрабатывает данные намного лучше, чем НС структуры МП. В качестве единственного недостатка было отмечено значительное использование памяти (Salu, Tilton, 1993).

В работах Chettri предлагается вероятностный нейросетевой классификатор (PNN), предназначенный для анализа данных Landsat-2 MSS, который показал более высокую производительность, чем МП и устойчивость к изменениям весов нейронной сети при очень малом времени обучения (Chettri et al., 1992; Chettri, Cromp, 1993).

Miller, выполняя структурный анализ входных данных, использовал для обучения НС пространственные соотношения между пикселями (Miller et al., 1995).

Нейронные сети успешно использовались для классификации данных, полученных с помощью радаров с синтезированной апертурой (SAR) (Raghu, Yegnanarayana, 1997), а также для обработки многокурсовых мультиспектральных данных, полученных спектрометрическим устройством ASAS (Advanced Solid-State Array Spectroradiometer) для картографирования земной поверхности (Abuelgasim et al., 1996).

Исследователь Tatem использовал НС Хопфилда для распознавания земной поверхности с использованием данных высокого разрешения прибора High Resolution Visible (HRV) аппарата SPOT и полученных с Landsat TM изображений с.-х. территорий. Результаты представлены в публикациях “Multiple-class land cover mapping at the sub-pixel scale using a Hopfield neural network” и “Super-resolution land cover pattern prediction using a Hopfield neural network” (Tatem et al., 2001, 2002).

Исследования, проведенные Keramitsoglou в работе “Radial basis function neural networks classification using very high spatial resolution satellite imagery: an application to the habitat area of Lake Kerkini (Greece)”, были направлены на изучение потенциала применения нейронных сетей с архитектурой радиальных базисных функций (РБФ) для классификации мультиспектральных изображений высокого и сверхвысокого пространственного разрешения (1 м для панхроматического и 4 м для мультиспектрального режимов). Четыре мультиспектральных канала IKONOS-2 были настроены на детектирование спектрального излучения в видимом (0.45–0.53 (голубой), 0.52–0.61 (зеленый) и 0.64–0.72 (красный) нм), а также в ближнем ин-

фракрасном (0.77–0.88 нм) частях электромагнитного спектра. Сравнение производительности НС и метода максимального правдоподобия происходило попиксельным сравнением классифицированных изображений. Производительность классификатора нейронных сетей превосходила ММП примерно на 17%. Характеристики производительности показывают, что эксперименты, в которых для обучения нейронной сети использовались только текстурные параметры, дают меньшую точность среди всех НС-классификаторов. Однако их производительность все еще превосходит стандартный статистический алгоритм примерно на 10%. Сравнение результатов экспериментов, в которых использовалась только спектральная информация, и совокупность спектральной и текстурной информации показывает, что включение структурной информации не дало улучшения точности классификатора (Keramitsoglou et al., 2005).

Исследования, подобные данной работе, направленные на сравнение результатов классификации данных ДЗЗ различными алгоритмами в целях определения границ применимости НС, показывают широкие возможности нейронных сетей для задач распознавания, в частности, для классификации типов растительности. В качестве примера можно привести статью “The Performance of Maximum Likelihood, Spectral Angle Mapper, Neural Network and Decision Tree Classifiers in Hyperspectral Image Analysis”, где сравниваются несколько способов классификации данных ДЗЗ, – такие, как метод максимального правдоподобия (МП), метод спектрального угла (SAM), нейронная сеть и дерево решений. Для оценки производительности этих методов анализируются территорию Малазийских тропических лесов (спектрометр AISA, высота сенсора 1000 м, 20 спектральных каналов разрешением 1 м, ширина полосы обзора 360 м). Наибольшую точность показали ММП – 85.56% и НС – 83.61%, худшая производительность отмечается у SAM и DT – 48.83 и 50.67% соответственно. Высокая точность, показанная ММП, объясняется тем, что гиперспектральная информация, полученная с бортового сенсора, достаточно точно соответствовала распределению Гаусса, что способствовало полному описанию распознаваемых классов и выполнению требований для этого параметрического алгоритма. Другие классификаторы (использующие непараметрические алгоритмы) демонстрировали более высокую точность в тех случаях, когда границы решений лежали на границах распределения классов, чем когда граница решений менее определена. Это происходит, когда различные классы слабо разделены в спектральном пространстве. Полученные результаты объясняются высоким уровнем гетерогенности материалов ДЗЗ, использованных в эксперименте (Shafri et al., 2007).



Рис. 4. Исходное изображение.

Приведенные выше работы свидетельствуют об интересе исследователей к применению НС для различных задач по классификации данных ДЗ. Результаты предыдущих исследований показывают, что метод нейросетевого подхода имеет потенциал для создания классификационных алгоритмов с подобной, или даже лучшей, точностью, чем у статистических методов.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

Целью эксперимента было сравнение точности результатов, полученных традиционными методами классификации и нейросетевого подхода на примере территории, обладающей высокой степенью гетерогенности (исследуемый район содержит смешанные типы растительности).

Для классификации был выбран космический снимок, полученный прибором ТМ спутника Landsat 5 (пять каналов, разрешение 30 м, территория Красноярского края 59°–61° с.ш. и 87°–92° в.д.). Изображение исследуемой территории представлено на рис. 4.

Для процедуры распознавания использовались алгоритмы, описанные выше: метод минимальных расстояний, расстояние Махаланобиса, классификатор максимального правдоподобия и нейронные сети.

На первом этапе была выполнена классификация исходного изображения каждым из представленных методов. Рисунок 5 характеризует зависимость между величиной средней квадратической ошибки (СКО) и количеством итераций процесса обучения нейронной сети: после 50-ти итераций процесса обучения НС величина СКО снижается до приемлемого значения, что позволяет проводить классификацию достаточного уровня точности.

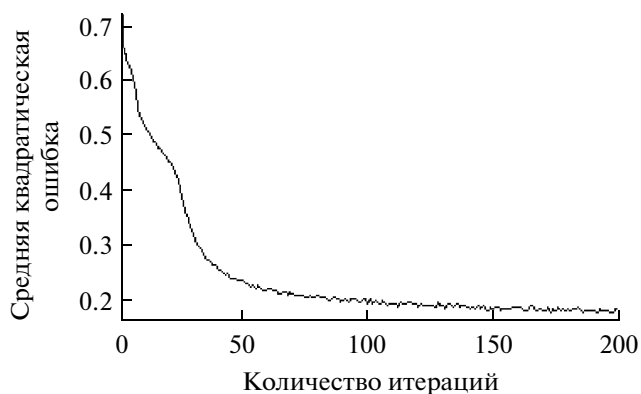


Рис. 5. Зависимость СКО от количества итераций НС.

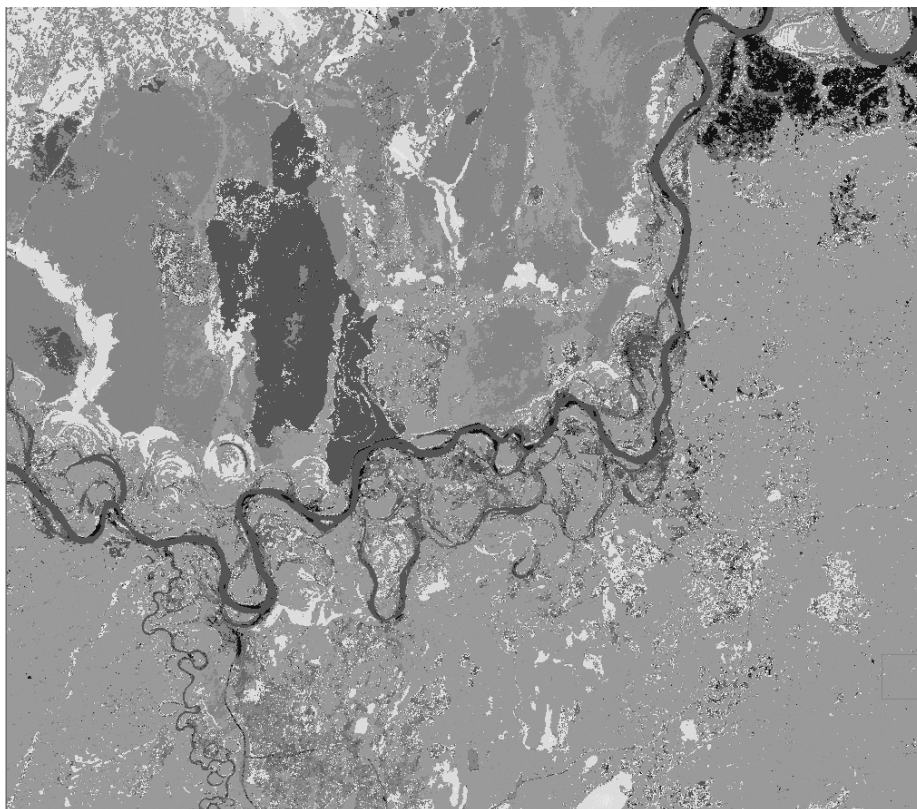


Рис. 6. Результат классификации методом максимального правдоподобия.

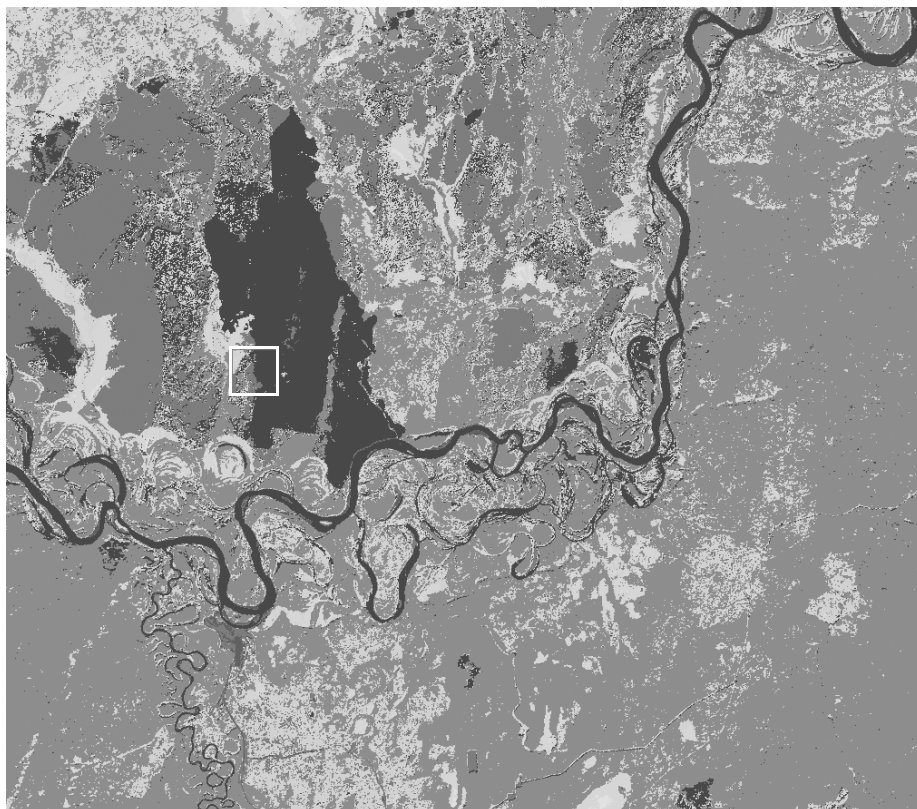


Рис. 7. Результат классификации нейросетевым методом.

Путем изменения параметров используемых алгоритмов классификации для каждого способа распознавания было получено 20 классифицированных изображений изучаемой территории. Обучение проводилось с использованием данных полевых исследований, полученных в 2011 г. На исходном изображении выделялось семь различных типов подстилающей поверхности. Использование информации пяти спектральных каналов спутника Landsat видимого, ближнего ИК- и коротковолнового ИК-диапазонов оказалось достаточным для корректного распознавания подстилающей поверхности.

Затем из этого набора путем экспертного анализа и сравнения были выбраны изображения, характеризующие классы с наивысшей точностью.

Далее проводилось сравнение результатов классификации, полученных разными методами, достигнутая точность распознавания методов представлена в таблице.

На рис. 6 представлено изображение, отклассифицированное методом максимального правдоподобия, на рис. 7 – нейронной сетью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках данной работы было проведено исследование применимости нейронных сетей для классификации данных ДЗЗ. Для этой цели были изучены публикации, посвященные применению нейросетевого подхода к дешифрированию космических снимков и данных аэрофотосъемки. Эти исследования, проводимые на протяжении почти четверти века, свидетельствуют о значительном интересе специалистов в области ДЗЗ к использованию нейронных сетей, а их результаты показывают большой потенциал этого метода и широкие границы применимости.

Помимо исследования ретроспективы применения нейронных сетей и оценки их результатов, был выполнен практическое сравнение статистических способов управляемой классификации и нейросетевого метода путем оценки точности классификации данных ДЗЗ высокой гетерогенности, характеризующих территорию Центрально-Сибирской тайги.

Проведенный анализ подтвердил широкие возможности нейронных сетей по распознаванию данных ДЗЗ. Точность этого метода составила 91%. Метод максимального правдоподобия показал меньшую точность, равную 82%, незначительно превзойдя классификатор дистанции Махаланобиса, – 78%. Самый простой алгоритм классификации – метод минимальных расстояний, как и ожидалось, продемонстрировал худшую производительность – 64%.

Как видно из показателей точности распознавания, закон нормального распределения, чаще всего присущий гетерогенным данным, не обеспечил ста-

Точность результатов классификации

Классификатор	Средняя точность классификации, %
Метод минимальных расстояний	64
Дистанция Махаланобиса	78
Метод максимального правдоподобия	82
Нейронная сеть	91

тистическим алгоритмам преимущества перед нейросетевым подходом. Нейросетевой алгоритм может обеспечить высокий уровень распознавания в случаях неприменимости нормального закона распределения к исследуемой информации, что актуально, к примеру, для материалов ДЗЗ приборов с синтезируемой апертурой (SAR). Неправильное задание и неточная оценка функции распределения играет решающую роль в точности распознавания статистических алгоритмов (Roli et al., 1997).

Наилучшее качество распознавания показала нейронная сеть следующей конфигурации: один скрытый слой, логистическая функция активации, 100 итераций процесса обучения, значение порога воздействия 0.05, коэффициент обучения 0.05, тренировочный шаг 0.05.

Результаты данной работы показывают, что нейронные сети имеют большой потенциал для использования в качестве методов классификации данных ДЗЗ. Однако следует отметить, что процесс распознавания с помощью нейронной сети занял гораздо больше времени, чем использование статистических алгоритмов, что показывает необходимость разработки и применения специализированных архитектур для решения конкретных задач. Более тонкая настройка процесса обучения и конфигурирования структуры нейронной сети должна обеспечить сокращение временных затрат на классификацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кашкин В.Б., Сухинин А.И.* Дистанционное зондирование Земли из космоса. Цифровая обработка изображений: Уч. пос. М.: Логос, 2001. С. 264.
- Шовенгердт Р.А.* Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М.: Техносфера, 2010. С. 560.
- Abuelgasim A.A., Gopal S., Irons J.R., Strahler A.H.* Classification of ASAS multiangle and multispectral measurements using artificial neural networks // Rem. Sens. Env. 1996. V. 57. P. 79–87.
- Azimi-Sadjadi M.R., Ghaloum S., Zoughi R.* Terrain classification in SAR images using principal components analysis and neural networks // IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens. 1993. V. 31. P. 511–515.
- Benediktsson J.A., Swain P.H., Ersoy O.K.* Neural network approaches versus statistical methods in classification of multisource remote sensing data // IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens. 1990. V. 28. № 4. P. 540–552.

- Bischof H., Schneider W., Pinz A.J.* Multispectral classification of Landsat images using neural networks // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1992. V. 30. P. 482–490.
- Chettri S.R., Cromp R.F.* Probabilistic neural network architecture for high-speed classification of remotely sensed imagery // Telemat. Inform. 1993. V. 10. P. 187–198.
- Chettri S.R., Cromp R.F., Birmingham M.* Design of neural networks for classification of remotely sensed imagery // Telemat. and Inform. 1992. V. 9. P. 145–156.
- Decatur S.E.* Applications of neural networks to terrain classification // Proc. Intern. Joint Conf. Neural Networks. 18–22 Jun 1989. Washington DC, USA, 1989. P. 283–288.
- Ersoy O.K., Hong D.* Parallel, self-organizing, hierarchical neural networks // IEEE Trans. Neur. Net. 1990. V. 1. P. 167–178.
- Hepner G.F., Logan T., Ritter N., Bryant N.* Artificial neural network classification using a minimal training set: comparison to conventional supervised classification // Photogram. Eng. and Rem. Sens. 1990. V. 56. № 4. P. 469–473.
- Jain A.K., Dubes R.C.* Algorithms for Clustering Data // NJ: Prentice Hall, 1988. P. 320.
- Jensen J.R.* Introductory Digital Image Processing. Third Edition // NJ: Prentice Hall, 2004. P. 544.
- Kanellopoulos I., Varfis A., Wilkinson G.G., Megier J.* Land-cover discrimination in SPOT–HRV imagery using artificial neural network: a 20-class experiment // Intern. J. Rem. Sens. 1990. V. 13. P. 917–924.
- Kanellopoulos I., Varfis A., Wilkinson G.G., Megier J.* Neural network classification of multi-date satellite imagery // Proc. Intern. Geosci. Rem. Sens. Symp. (IGARSS'91). 3–6 Jun 1991. Espoo, Finland, 1991. V. 4. P. 2215–2218.
- Keramitsoglou I., Sarimveis H., Kiranoudis C.T., Sifakis N.* Radial basis function neural networks classification using very high spatial resolution satellite imagery: an application to the habitat area of Lake Kerkini (Greece) // Intern. J. Rem. Sens. 2005. V. 26. № 9. P. 1861–1880.
- Lee J., Weger R.C., Sengupta S.K., Welch R.M.* A neural network approach to cloud classification // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1990. V. 28. P. 846–855.
- Memarsadeghi N., Mount D.M., Netanyahu N.S., Le Moigne J.* A fast implementation of the ISOCLUS algorithm. // Proc. Intl. Geosci. Rem. Sens. Symp. (IGARSS'03). 21–25 July 2003. Toulouse, France, 2003. V. 3. P. 2057–2059.
- Miller D.M., Kaminsky E.J., Rana S.* Neural network classification of remote-sensing data // Comput. and Geosci. 1995. V. 21. P. 377–386.
- Paola J.D., Schowengerdt R.A.* A detailed comparison of backpropagation neural network and maximum-likelihood classifiers for urban land use classification // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1995. V. 33. P. 981–996.
- Raghu P.P., Yegnanarayana B.* Multispectral image classification using Gabor filters and stochastic relaxation neural network // Neural Networks. 1997. V. 10. P. 561–572.
- Richards J.A., Jia X.* Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction. Fourth Edition. Heidelberg: Springer, 2006. P. 454.
- Roli F., Giacinto G., Vernazza G.* Comparison and combination of statistical and neural network algorithms for remote-sensing image classification // Neurocomputation in remote sensing data analysis: processing of concerted action COMPARES (connectionist methods for pre-processing and analysis of remote sensing data) / Eds. I. Kanellopoulos, G.G. Wilkinson, F. Roli, J. Austin. Heidelberg: Springer, 1997. P. 117–125.
- Salu Y., Tilton J.* Classification of multispectral image data by the binary diamond neural network and by nonparametric, pixel-by-pixel methods // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1993. V. 31. P. 606–617.
- Serpico S.B., Roli F.* Classification of multisensory remote-sensing images by structured neural networks // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1995. V. 33. P. 562–578.
- Shafri H.Z.M., Suhaili A., Mansor S.* The performance of Maximum Likelihood, Spectral Angle Mapper, Neural Network and Decision Tree classifiers in hyperspectral image analysis // J. Comp. Sci. 2007. V. 3. № 6. P. 419–423.
- Tatem A.J., Lewis H.G., Atkinson P.M., Nixon M.S.* Multiple-class land cover mapping at the sub-pixel scale using a Hopfield neural network // Intern. J. App. Earth Obs. Geoinf. 2001. V. 3. P. 184–190.
- Tatem A.J., Lewis H.G., Atkinson P.M., Nixon M.S.* Super-resolution land cover pattern prediction using a Hopfield neural network // Rem. Sens. Env. 2002. V. 79. P. 1–1.

A Comparison of Statistical and Neural Network Approaches for Classification of remote Sensing Data Using Landsat 5 Images Characterized Territory of High Heterogeneity

A. A. Romanov, K. A. Rubanov

Institute of Space and Information Technology Siberian Federal University, Krasnoyarsk

The aim of this study is analysis the efficiency of using neural networks (NN) for the classification of remote sensing data (RSD). This paper contains the definition of conventional classification methods and presents the description of neural network approach. Also it presents the retrospective review of using this approach for RSD processing tasks. In addition the results of practical research applicability of NN method for territory of high heterogeneity are presented in this study. The accuracy of recognition of land cover types was obtained by NN is 91%. This value better than results of other methods: maximum likelihood classifier (82%), Mahalanobis distance (78%), minimum distance (64%). The results show that the normal distribution is usually character for high heterogeneity data doesn't always provide with better accuracy for statistical algorithms. The architecture of NN is suitable for classification of high heterogeneity RSD is proposed.

Keywords: remote sensing, supervised classification, neural networks, statistical algorithms, Landsat 5, thematic decoding

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ОТОБРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ РАЗНОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ

© 2012 г. К. А. Боярчук^{1*}, М. В. Туманов¹, Л. В. Милосердова²

¹ Научно-исследовательский институт электромеханики, Истра

² Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва

*E-mail: niiem@istranet.ru

Поступила в редакцию 23.03.2012 г.

Рассмотрены различные аспекты информативности космических изображений. Показано, что благодаря высокой генерализации и большой обзорности тематическая (геологическая) информативность космических изображений, полученных со спутника “Метеор-М” № 1, не уступает, а по ряду характеристик (доступность, своевременность, краткость) превосходит изображения с высоким разрешением.

Ключевые слова: информативность, космические снимки, “Метеор-М”, тематическое дешифрирование

ВВЕДЕНИЕ

Одно из главных достоинств космических изображений (КИ) при изучении природных объектов заключается в возможности увидеть их в естественных границах и соотношениях с другими объектами благодаря генерализации. Однако на пути до потребителя информация, содержащаяся в КИ, многократно преобразуется, перекодируется, видоизменяется — т.е. искажается. Изменения происходят как при технологическом процессе предварительной подготовки ее для пользователя, так и при тематической интерпретации. За почти 40-летнюю историю использования КИ, доминирующей тенденцией совершенствования регистрирующих систем было расширение спектрального диапазона съемок и повышение их пространственного разрешения. Считается, что таким способом “увеличивается информативность” данных дистанционного зондирования (ДЗ). Однако при тематическом применении КИ это зачастую приводит к противоположному результату. При этом понятие информативности выступает либо в семантическом аспекте, как “отношение” между изображением и потребителем, либо как последовательность символов, не зависящая от содержания изображения. В первом значении наиболее важны достоверность, полнота, точность, ценность, своевременность, краткость и доступность информации. Эти свойства независимы от разрешения изображения.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Характерным космическим аппаратом (КА) низкого разрешения является КА “Метеор-М” № 1 (Космический комплекс ..., 2008) который входит в состав космического комплекса гидрометеорологического и океанографического обеспечения “Метеор-3М”. Он предназначен для оперативного получения глобальной гидрометеорологической информации в целях прогноза погоды, контроля озонового слоя и радиационной обстановки в околоземном космическом пространстве. Многозональное сканирующее устройство малого разрешения (МСУ-МР) является частью полезной нагрузки данного КА и предназначено для широкозахватной трассовой съемки с получением изображений облачности и земной поверхности в видимом и ИК участках спектра, с разрешением не хуже 1 км в надире.

Среди зарубежных КА для тематического геологического дешифрирования в настоящее время широко применяются изображения спутников серии Landsat (США) (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>) и ALOS (Япония) (Болсуновский, Беленов, 2006; <http://alos-satellite.ru/satellite.html>).

В таблице приведены сравнительные характеристики съемочных систем перечисленных выше КА.

В случае изучения геологических объектов континентального ранга благодаря генерализации и интеграции на КИ с низким разрешением удастся непосредственно видеть изучаемые объекты в их естественных контурах и соотношениях с другими объектами, а не воссоздавать их умозрительно с помощью логических или графических обобщений. “Загрубление” изображения и приведение его к требуемому масштабу не равно-

Сравнительные характеристики съемочных камер КА “Метеор-М” № 1, Landsat 7, ALOS

Наименование	“Метеор-М” № 1 (МСУ-МР)	Landsat 7 (ETM+)	ALOS (PRISM)
Спектральный диапазон (мкм)	0.5–12.5	0.52–0.90	0.52–0.77
Полоса захвата (км)	2800	185	35
Пространственное разрешение (м)	1000	15	2.5
Радиометрическое разрешение (бит на пиксел)	10	8	8
Периодичность съемки (день)	0.5	16	46
Основное назначение	Гидрометеорология	Картография	Картография
Дата запуска	17.09.2009	15.04.1999	24.01.2004

сильно изначально обзорному изображению. Поэтому изображения среднего и низкого разрешения, позволяя по-новому рассматривать геологическое строение территорий, не потеряли своего значения в обширном арсенале космических снимков.

Проиллюстрируем это положение, рассмотрев возможности отражения тектонических структур на изображениях различного разрешения с различных аппаратов применительно к участку центральной Африки в Южном Судане. Это нефтегазоносная территория, геологическую изученность которой при выполнении геофизических и

буровых работ можно характеризовать как “мозаичную”.

Размер исследуемого участка составляет примерно 1500×1200 км.

Мы считали более информативными те изображения, которые позволяют с наибольшей уверенностью и однозначностью и с наименьшими затратами определить границы и внутреннюю структуру региона, для чего сравнили изображения с разных носителей. За основу был взят фрагмент КИ, полученного сенсором МСУ-МР “Метеор-М” № 1 (рис. 1), с которым сравнивались мозаика, полученная по изображениям Landsat, отдельный снимок

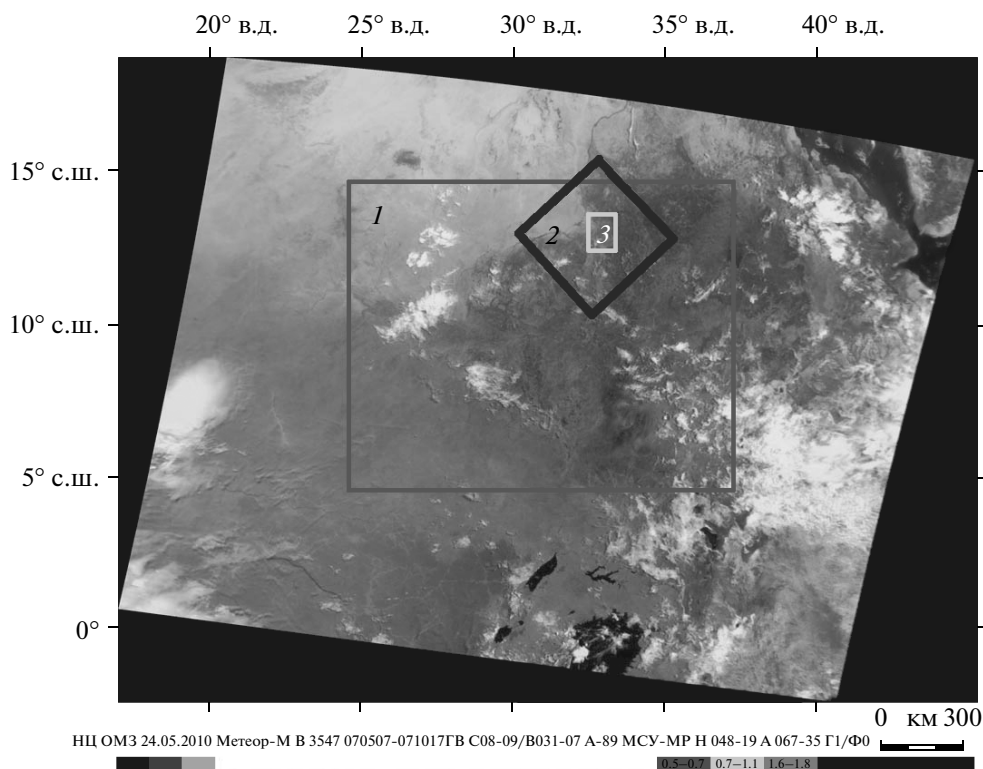


Рис. 1. Фрагмент снимка со спутника “Метеор-М” № 1 (МСУ-МР) и расположение на нем детальных изображений: 1 – мозаика снимков Landsat; 2 – снимок Landsat 7 ETM+; 3 – снимок ALOS-PRISM.

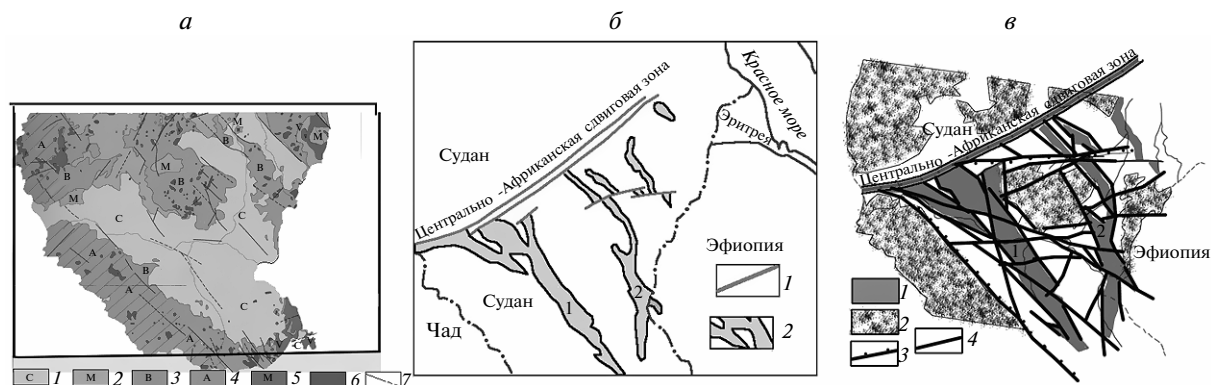


Рис. 2. *а* – Схема нефтегазоносной провинции Южного Судана; *б* – схема геологического дешифрирования космических снимков низкого разрешения: 1 – сдвиговая зона, 2 – нефтеносные бассейны Мужлад (1) и Мелут (2); *в* – схема геологического дешифрирования космических снимков среднего разрешения: 1 – нефтеносные бассейны Мужлад (1) и Мелут (2), 2 – докайнозойские породы, 3 – линеаменты (разломы) – границы грабена, 4 – линеаменты, определяющие внутреннюю структуру грабена.

мок Landsat и снимок ALOS-PRISM. Все изображения приведены к проекции Меркатора.

Дешифрирование проводилось контрастно-аналоговым методом с привлечением аэровизуальных наблюдений, выполненных в январе 2007 г. на отдельных ключевых участках, а также эталонных фрагментов ландшафтного дешифрирования. В случае спорных моментов интерпретации фоторисунка использовалась программа LESSA.

Дешифрировались изображения, полученные в ноябре–декабре, когда размеры болот минимальны, а гари, возникающие в результате поджогов травы, которые производятся после выпаса скота, покрывают территорию на ограниченных площадях. Использовались изображения “Метеор-М” (МСУ-МР), Landsat (ETM+) (Enhanced Thematic Mapper Plus – усовершенствованный тематический картограф) в различных диапазонах спектра, и ALOS (PRISM, панхроматический канал).

Далее на изображениях выделялись участки, предположительно соответствующие территориям новейшего прогибания и подъема, обусловленных движениями по разломам и растущим антиклинальным складкам. Как правило, разломы на изображениях выражались в виде линеаментов – спрямленных элементов изображения различного размера, а растущие антиклинальные складки – в виде кольцевых структур. Эти участки выделялись по аномалиям извилистости и врезам русел протоков, ручьев, ложбинок и временных водотоков, а также аномалиям распределения дюн и барханов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Уже при предварительном просмотре обзорного изображения виден гигантский клин, расширяющийся к востоку и ограниченный р. Нил. С юга клин ограничен линеаментом, выраженным

перепадом цветов. С юга изображение окрашено в зеленый цвет, обусловленный лесами, а с севера – в бурый и коричневый, обусловленные саванной, в которую превратилась эта территория после окончания сезона дождей. Северный линеамент обусловлен прямолинейным руслом р. Хор Абу Хабл, в районе дельты, загибающейся к югу. С севера от него коричневый тон сменяется на желтый, обусловленный, вероятно, сменой саван пустынями. На этом изображении отчетливо выделяется территория в виде коричневого треугольника с четкими краями, что свидетельствует о, вероятно, разломной природе, обусловившей ее геологическую структуру.

На рис. 1 приведен фрагмент КИ “Метеор-М”, а на рис. 2 – результат его дешифрирования, описанный в (Макриденко и др., 2008). Методика дешифрирования базируется на традиционном контрастно-аналоговом методе, дополненном контролем соответствия масштаба и обзорности изображения размерам целевых (главных) объектов дешифрирования и применением компьютерной программы LESSA.

Упомянутый выше клин сопоставляется с гигантским грабеном, к которому приурочены нефтегазоносные бассейны Мужлад (1) и Мелут (2), границы которых также выделяются на этом изображении в виде линеаментов, определяющих внутреннюю структуру грабена. Области прогибания, заполненные докайнозойскими породами, выявляются по более однородному фоторисунку по сравнению с мелкопятнистым фоторисунком, развитым на площадях выхода докайнозойских пород, связанных с областями относительного прогибания, или выходами интрузий.

Мозаика снимков Landsat (рис. 3а) покрывает площадь номенклатурного листа N-36-10 М 1 : 200 000. Изображение получено синтезом

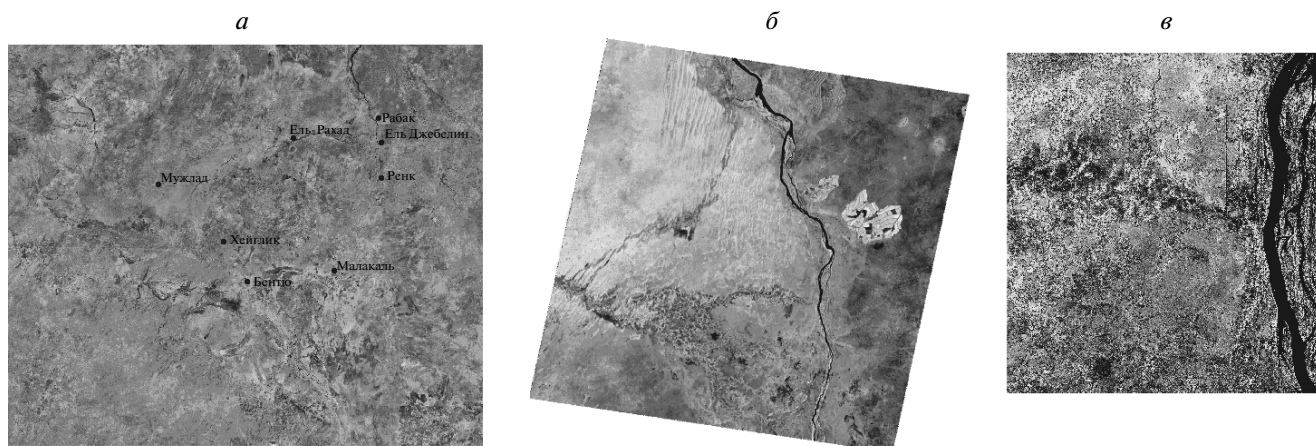


Рис. 3. Сравнимые изображения: *а* – мозаика снимков Landsat; *б* – снимок Landsat 7 ETM+; *в* – снимок ALOS-PRISM.

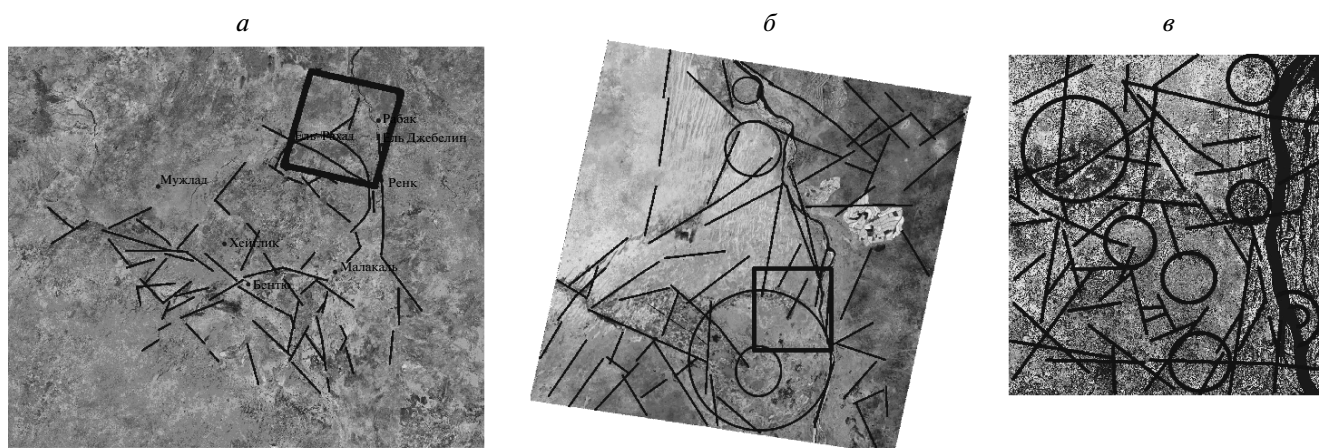


Рис. 4. Схемы линеаментов и кольцевых структур изображений: *а* – мозаика снимков Landsat; *б* – снимка Landsat 7 ETM+; *в* – снимка ALOS-PRISM.

диапазонов 70, 40, 20. В составе мозаики участвует 31 снимок, самый ранний из которых – получен 12.09.1990, а самый поздний – 11.11.2001. В процессе создания мозаики изображения индивидуальных снимков выравнивались, усреднялись по спектральной яркости, т.е. искажались. Сравнив информативность изображения “Метеор-М” и мозаики снимков Landsat, приходится признать, что изображение “Метеор-М” предпочтительнее по достоверности, полноте, доступности и краткости. Кроме того, как видно на схеме дешифрирования (рис. 4а), единые линии распались на разрозненные фрагменты, в которых хоть и можно увидеть общую структуру, но лишь в виде отдельных элементов.

На рис. 3б приведено изображение, полученное 12.02.2004 Landsat 7 (канал 4 сенсора ETM+). В географическом отношении это дельта р. Эль Араб. Снимок практически одномоментен, следовательно, более достоверен, чем мозаика. На

этом изображении виден участок восточного окончания северного линеамента. Здесь он полностью теряет свой прямой облик, выгибаясь к северу. На этом фрагменте также теряет свои прямолинейные очертания восточная сторона треугольника – р. Нил. То есть здесь потеряны одно из самых главных преимуществ КИ – обзорность, и связанные с ним генерализация и интеграция. На изображении видна сеть небольших пересекающихся линеаментов, вычленяющих блоки, различающиеся фототонном, фоторисунком, и величиной врезов небольших ложбинок, что позволяет интерпретировать их как относительно поднимающиеся и погружающиеся. Кроме того, здесь выделяются три кольцевые структуры – на юге большая, поликонцентрическая, состоящая из двух вложенных друг в друга, и две небольшие на севере. По-видимому, они отражают небольшие растущие поднятия, о чем свидетельствуют фрагменты радиально-концентрического искажения протоков дельты (рис. 4б).

Еще в большей степени эффект раздробления единых линий и появления новых объектов дешифрирования проявляется на изображении высокого разрешения, полученного 12.10.2008 с КА ALOS-PRISM (рис. 3б). Снимок сделан в диапазоне 0.52–0.73 мкм, разрешение снимка – 2.5 м. Изображение захватывает центральную часть дельты р. Хор Абу Хаббл. Здесь проходит центральная протока дельты, которая является северной дугой, ограничивающей упомянутую выше кольцевую структуру, сопоставляемую с растущей антиклинальной складкой. На таком малом фрагменте невозможно увидеть кольцо в целом. Снимок покрывает также фрагмент западного ограничения треугольника – р. Нил. Естественно, что на таком маленьком фрагменте невозможно определить его принадлежность к общей линейной системе. Однако на этом фрагменте проявились новые линейные элементы, вероятно, отражающие разрывы другого масштабного ранга, новые кольцевые структуры. А те, которые были выделены на предыдущем изображении, уже незаметны на этом (рис. 4б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, с уменьшением обзорности изображения его информативность для решения задач регионального и континентального масштабов уменьшается. Мозаика из изображений не намного улучшает дешифрируемость тектонического строения, и при этом проявляются другие недостатки такого изображения – разновременность и приведение к средним характеристикам, что уменьшает его достоверность.

“Одномоментные” обзорные изображения КА “Метеор-М” № 1 позволяют исследовать критерии нефтегазоносности, связанные с осадочными бассейнами и нефтегазоносными провинциями в целом. Их можно использовать для уточнения границ нефтегазоносных провинций, осадочных и нефтегазоносных бассейнов, определения по-

ложения трансконтинентальных и трансрегиональных линейных элементов (разломов), участков с различными типами новейших тектонических движений и др. Результат дешифрирования, как правило, носит оценочный характер, позволяющий понять роль и место исследуемой территории в контексте других тектонических структур.

Дешифрирование изображений “Метеор-М” позволяет не только уточнить, но и принципиально изменить представление о структуре района, особенно в части его разломно-блокового строения.

Следовательно, благодаря генерализации и интеграции на изображениях с низким разрешением удается более отчетливо видеть изучаемые объекты в их естественных контурах и соотношениях с другими объектами, а не воссоздавать их умозрительно с помощью логических или графических обобщений. При этом “загрубление” изображений и приведение его к требуемому масштабу не равносильно изначально обзорному изображению. Поэтому изображения среднего и низкого разрешения, позволяя по-новому рассматривать геологическое строение территорий, не потеряли своего значения в обширном арсенале космических снимков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болсуновский М.А., Беленов А.В.* Возможности картографической стереокамеры PRISM спутника ДЗЗ ALOS // Геопрофи. 2006. № 6. С. 28.
- Космический комплекс гидрометеорологического и океанографического обеспечения “Метеор-3М” с космическим аппаратом “Метеор-М” № 1: справочные материалы. М.: ФГУП “НПП ВНИИЭМ”, 2008. 144 с.
- Макриденко Л.А., Боярчук К.А., Милосердова Л.В., Малушина Н.И.* Информативность космических изображений для нефтегазогеологического дешифрирования // Вопр. электромеханики. 2008. Т. 105. С. 63–81.
- <http://alos-satellite.ru/satellite.html>
- <http://landsat.gsfc.nasa.gov>

Representation of the Geological Structures by the Satellite Different Spatial Resolution Images

K. A. Boyarchuk¹, M. V. Tumanov¹, L. V. Miloserdova²

¹ *Scientific and Research Institute of Electromechanics, Istra*

² *Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Moscow*

Various informative aspects of the space images have been examined. It was shown that due to the high degree of the generalization and wide viewing, thematic (geological) informative content of the “Meteor-3M” no. 1 images is on par with high resolution images and for a number of the parameters such as availability, timeliness, multiplicity compares favourably with them.

Keywords: informative content, satellite images, “Meteor-M” S/C, thematic identification

**МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

**МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭКСПОНИРОВАНИЯ СНИМКОВ
НЕРАВНОЯРКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ**

© 2012 г. А. Е. Романов

*Самарский государственный университет, Самара**E-mail: rom-alex@mail.ru*

Поступила в редакцию 16.12.2011 г.

Представлен комплекс математических моделей, включенных в модель экспонирования космических снимков: распределение света (от неравнояркой поверхности Земли, Солнца, Луны), изменение ориентации космического аппарата во время космической съемки, наступление критических условий освещенности, процесс функционирования светозащитных бленд оптической системы и др. Представлены и проанализированы результаты моделирования динамики прямой и фоновой освещенности выходного зрачка светозащитной бленды оптической системы в макромасштабах времени. Выполнено построение системы интегрально-функциональных включений (ИФВ), моделирующей процесс экспонирования в миллимасштабах времени. Определена функция распределения мод прямой освещенности, описывающая влияние объектов высокой яркости на процесс экспонирования в рамках стохастической модели яркости поверхности Земли. Проведен анализ влияния объектов высокой яркости на поля освещенности во время плановой и перспективной съемки. Формально изложены численные методы решения системы интегрально-функциональных включений и поиска оптимального времени экспонирования. Показано различие между эффективной выдержкой и оптимальным временем экспонирования.

Ключевые слова: освещенность, время экспонирования, экспозиция, светозащитная бленда, альбедо, интегрально-функциональное включение, смаз изображения, стохастическое поле яркости

ВВЕДЕНИЕ

В задачах пассивного дистанционного зондирования экспонирование изображения поверхности Земли представляет собой кратковременный процесс аккумуляции энергии излучения чувствительными элементами фотоприемников (фотопленка, ПЗС-матрицы). В практических целях характеристики процесса экспонирования востребованы при оценке качества фотографического изображения (Волосов, 1971) и восстановлении смазанных за время экспонирования изображений (Батраков, 1989; Василенко, Тараторин, 1986).

Основными характеристиками процесса экспонирования являются время экспонирования τ , освещенность E и экспозиция H , связанные соотношениями в интегральном виде (Волосов, 1971). Величина экспозиции ограничена в некотором диапазоне допустимых значений, характеризующих конкретный фотоприемник. Ввиду функциональной зависимости H от ряда переменных и параметров, характеризующих воздействие факторов естественной и техногенной природы, интегральная зависимость экспозиции от освещенности в рамках статьи представляет собой основу для построения системы интегрально-функциональных включений (ИФВ), моделирующей динамику экспонирования фрагментов изображе-

ния. Предварительно для построения ИФВ требуется анализ полей освещенности, формируемых информационным потоком и фоновой засветкой, создаваемой светозащитной блендой. Если распределение освещенности в плоскости анализа однородное, то экспозиция линейно зависит от средней интегральной освещенности \bar{E} , а время экспонирования приобретает более простой вид

$$\tau = \Lambda \langle \bar{E} \rangle^{-1}, \quad (1)$$

который обычно и используется в экспонетрических расчетах при априори известной наилучшей экспозиции Λ . В связи с этим в рамках статьи производятся подготовка и решение системы ИФВ – построение и исследование динамики полей прямой и фоновой освещенности в плоскости выходного зрачка бленды в макромасштабах пространства и времени ($t \gg \tau$). Полученные результаты на заданный момент времени используются для построения и решения системы ИФВ относительно времени экспонирования в миллимасштабах времени ($t \leq \tau$). Решением ИФВ является функционал $\tilde{\tau}(t)$, позволяющий получить оптимальное время экспонирования $\tau_{\text{опт}}$, за которое полноценно экспонируется максимальное количество фрагментов изображения и тем самым га-

рантируется максимальная информативность снимка.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Согласно (Романов, 2007, 2008а), освещенность на первой оптической поверхности Y оптической системы в поле зрения формируется информационным световым потоком (“inf”), и в остальной части поля обзора – сторонним световым потоком, ослабленным светозащитной блендой (“bg”)

$$E = E_{inf} + E_{bg} = E_{inf} + [E_{sp} + E_{dif}]. \quad (2)$$

В фотометрической интерпретации освещенность находится как интеграл от произведения локальных яркости и геометрического фактора Ψ [ср/м²] по площади поверхности. Для фрагмента изображения

$$E_{inf} = \int_{s_{\oplus}} B_{\oplus} \Psi dS, \quad E_{dif} = \hat{P}_{dif} [B_{\oplus}, B_{\odot}, B_M],$$

$$E_{sp} = \hat{P}_{sp} [B_{\oplus}] + \hat{P}_{sp} [B_{\odot}] + \hat{P}_{sp} [B_M], \quad (3)$$

где $B_M, B_{\odot}, B_{\oplus}$ – внеатмосферные энергетические яркости соответственно Солнца, Луны и поверхности Земли; s_{\oplus} – поверхность Земли в пределах поля зрения оптической системы на текущий момент времени. Оператор \hat{P}_{sp} образован конечной последовательностью однотипных алгоритмов трассирования зеркально отражаемых лучей (Романов, 2007), а оператор \hat{P}_{dif} образован из решения последовательности двух интегральных уравнений относительно освещенности (Романов, 2008а). Поскольку в условиях эксплуатации время экспонирования одинаково для каждого фрагмента изображения, то в рамках исследования динамики полей освещенности учитывается не локальное распределение освещенности, а его средние интегральные характеристики. Это позволяет выражать эффективность светозащитной бленды через коэффициент ослабления K светового потока, используя результаты работ (Романов, 2007, 2008а).

Неравнояркость поверхности Земли

Многокилометровая протяженность освещенной части поверхности Земли обеспечивает ей непрерывное распределение участков разной яркости, зависящей от высоты Солнца h_{\odot} над уровнем местного горизонта, сезонно-географического распределения альбедо α_{\oplus} поверхности Земли, локальных оптических свойств атмосферы и др. В работах (Романов, 2007, 2008б) такое свойство предложено называть “неравнояркостью”.

Вычисление поля освещенности (2) при заданных эфемеридах орбиты космического аппарата (КА) сопряжено с необходимостью моделирования яркости множества упорядоченно ориентированных фрагментов поверхности Земли. Фрагментация поверхности s_{\oplus} и координатная привязка в геоэкваторальной системе координат (ГЭСК) базируется чаще всего на поиске границ области фрагментов как в поле обзора КА, так и по всей освещенной части поверхности Земли. С целью упрощения 3D-моделирования фрагментов и определения физических условий съемки в качестве системы координат введем “следящую геоэклиптическую систему координат” (СГСК). Подобная ей система координат встречается в (Чеботарев, 1965) под названием “геоцентрическая эклиптическая система координат”, но она отличается тем, что в СГСК ось абсцисс всегда направлена на центр масс Солнца.

В ГЭСК уравнения невозмущенного движения КА, положение центра масс которого определяется радиус-вектором $\mathbf{r}_s = (x_s, y_s, z_s)$, имеют традиционный вид, определяемый текущей высотой орбиты h и оскулирующими элементами (Аксенов, 1977). Радиус-вектор подспутниковой точки в СГСК обозначим как \mathbf{r}_1 , а преобразование $\mathbf{r}_s \rightarrow \mathbf{r}_1$ запишем с помощью матриц поворота

$$M_1 = \begin{pmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) & 0 \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad M_2 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ 0 & -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{pmatrix}, \quad (4)$$

$$M_3 = \begin{pmatrix} \cos(\theta) & 0 & \sin(\theta) \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin(\theta) & 0 & \cos(\theta) \end{pmatrix}$$

на углы Эйлера в виде

$$\mathbf{r}_1 = R_{\oplus} (R_{\oplus} + h)^{-1} M_1 (\Omega_1) M_2 (\varepsilon) \mathbf{r}_s.$$

Радиус-вектор \mathbf{r}_1 определяется последовательностью поворотов линии узлов СГСК на угол Ω_1 относительно линии узлов ГЭСК и оси Oz на угол эклиптики ε до совмещения с направлением на северный полюс мира

$$\Omega_1(t) = \iota(t) \text{sign} \left(\frac{d\iota}{dt} \right), \quad \iota(t) = \sqrt{\frac{1 - \cos[\omega_{\odot}(t_0 + t - T_0)]}{2}},$$

где ι – угол между осью абсцисс СГСК и линией узлов ГЭСК; ω_{\odot} – угловая скорость вращения Земли вокруг Солнца; T_0, t_0 – соответственно моменты наступления даты весеннего равноденствия и начала первого витка КА при отсчете времени от начала текущего календарного года.

Луна представляет собой внеатмосферный источник отраженного света и имеет малый наклон плоскости орбиты к плоскости эклиптики ($\varepsilon_M \approx 5^\circ$)

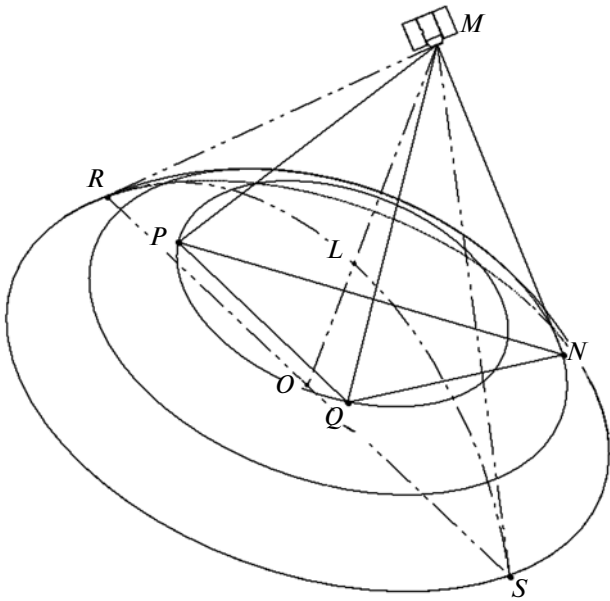


Рис. 1. Поле обзора КА.

(Копала, 1973). Радиус-вектор центра масс Луны в СГСК запишем как

$$\mathbf{r}_M = M_1 [\Omega(t) - \omega_M(t_0 + t - T_0) + \Omega_M] M_2(\varepsilon_M) \mathbf{r}_{M0},$$

где \mathbf{r}_{M0} – радиус-вектор центра масс Луны в ГэСК; Ω_M – долгота восходящего узла центра масс Луны в ГэСК в момент времени t_0 ; ω_M – угловая скорость вращения Луны вокруг Земли.

Исходя из представленного выше, в рамках модели экспонирования снимков неравнояркой поверхности Земли преимущества СГСК по сравнению с ГэСК заключаются в следующем:

- 1) положительные абсциссы всегда характеризуют дневную часть поверхности Земли, отрицательные – ночную, причем на восходящей части витка при пересечении плоскости эклиптики $z_1 = 0$, а при пересечении терминатора $x_1 = 0$;
- 2) прямые синхронно-солнечные орбиты имеют долготу восходящего угла

$$\Omega(t) = \Omega_1(t) - 2\pi G[-\Omega_1(t)];$$

- 3) высота Солнца определяется абсциссой

$$\sin(h_\odot) = x_1 R_\oplus^{-1} G(x_1). \tag{5}$$

Здесь $G(x) = \Theta(x)|\text{sign}(x)|$, где Θ – функция Хевисайда (не в обобщенном смысле).

Пусть поверхность Земли имеет строго сферическую форму, видимая в поле обзора ее часть одновременно является частью шарового сегмента и частью шарового сектора, а основание сегмента – основанием круглого конуса, включенного в этот сектор (рис. 1). Осью симметрии указанных фрагментов сферы является местная вертикаль MO ,

проходящая через подспутниковую точку L и центр масс КА – точку M .

Из построения следует, что орбита КА всегда ортогональна основанию двух соосных конусов с общим основанием, но разными вершинами – в центрах масс Земли и КА. При непрерывном уменьшении угла раствора конусов радиус основания каждого из них непрерывно уменьшается, стягиваясь к точке L . В результате для конуса с вершиной в центре масс Земли (на рисунке не показан) поверхность в пределах поля обзора КА представима семейством параллельных неравноярких контуров ($B_\oplus \neq \text{const}$ вдоль контуров), являющихся границей основания конусов с радиусом $\rho \leq OR$, углом раствора $\chi(\rho)$, высотой $c(\rho)$ и апофемой, равной геоцентрическому расстоянию R_\oplus . Координаты точек поверхности Земли в СГСК в соответствии с рис. 1 выразим через координаты стереографической проекции на основание конуса поля обзора КА. Такой подход исключает необходимость моделирования пространственных границ поля обзора на сферической поверхности Земли с применением булевых функций и позволяет вести интегрирование не в декартовых, а в полярных координатах. В результате получаем естественные ограничения по полярному радиусу $\rho \in [0, d]$ и полярному углу $\varphi \in [0, 2\pi]$, где $c(\rho) \in [0, z]$ и $d = OR = OS$. В зависимости от времени в пределах поля обзора КА получаем

$$\chi(\rho, t) = \arccos \left[\frac{c(\rho, t)}{R_\oplus} \right], \quad c(\rho, t) = \sqrt{\sum_{\xi} \Pi_{\xi}^2(\rho, t)}, \tag{6}$$

$$\Pi_{\xi}(\rho, t) = \frac{\xi[t + \tilde{t}(\rho, t)] + \xi[t - \tilde{t}(\rho, t)]}{2},$$

где Π_{ξ} характеризует координаты центральной точки стереографической проекции ($\xi = x, y, z$). В (6) время

$$\tilde{t}(\rho, t) = \arcsin(\rho R_\oplus^{-1}) [\omega_s(t)]^{-1}$$

равно половине временной задержки между прохождением одной и той же точки трассы передней и задней точками поля обзора КА (точнее, точками R и S на рис. 1), ω_s – циклическая частота обращения КА вокруг Земли. Положение точки L определено как $\Pi_{\xi}(0, t)$, точки O – как $\Pi_{\xi}(d, t)$. Координаты других точек в поле обзора выразим следующим образом.

Запишем декартовы координаты конической поверхности, выраженные через полярные координаты стереографической проекции на плоскость основания,

$$\begin{aligned} x(\rho, \varphi) &= \rho \cos(\varphi), \quad y(\rho, \varphi) = \rho \sin(\varphi), \\ z(\rho, \varphi, t) &= \rho \text{ctg}[\chi(\rho, t)]. \end{aligned} \tag{7}$$

Совместим ось конуса с лучом Oz_1 ($z_1 \geq 0$), вершину поместим в начало координат СГСК и, фиксируя ρ ,

по точкам с координатами (7) проведем замкнутый контур. С помощью матриц поворота (4) на углы Крылова для точки L преобразование $\mathbf{r}_1 \rightarrow \mathbf{L}$ есть

$$\mathbf{L} = M_4 \mathbf{r}_1, \quad (8)$$

где при $\hat{M}_1 = [M_1]^T$ и $\hat{M}_2 = [M_2]^T$ образуется матрица

$$M_4 = M_3(\sigma_y) \hat{M}_2(\sigma_x) \hat{M}_1(\sigma_z).$$

Она задает последовательность поворотов вокруг оси ординат на угол σ_y , вокруг оси абсцисс на угол σ_x плюс вращение на угол σ_z вокруг местной вертикали до совмещения точки конуса $\mathbf{r}_1 = \{d, 0, c\}$ с передней точкой поля обзора (на трассе КА), а вектора $\mathbf{r}_1^* = \{0, 0, R_\oplus\}$ – до совпадения с линией местной вертикали. Таким образом, для всех точек поля обзора преобразование (8) имеет вид $\mathbf{r}_\oplus = M_4 \mathbf{r}_0$, где \mathbf{r}_0 – радиус-вектор точек поверхности Земли в ГЭСК. Углы Крылова в (8) находятся из решения трех из шести уравнений, полученных для точки L в состояниях $\mathbf{r}_1 = \mathbf{r}'_1$ и $\mathbf{r}_1 = \mathbf{r}_1^*$. Обозначим $(\varphi_x, \varphi_y, \varphi_z)$ углы между местной вертикалью КА и соответствующими осями координат СГСК. В (8) выражения углов, полученные аналитически, имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \varphi_y - \frac{\pi}{2}, \quad \sigma_y = \arccos \left[\frac{\cos(\varphi_z)}{\cos(\sigma_x)} \right] \text{sign}[\cos(\varphi_x)], \\ \sigma_z &= \text{arccotg} \left[\frac{k_z \sin(\sigma_y) - k_x \cos(\sigma_y)}{k_x \sin(\sigma_y) + k_z \cos(\sigma_y)} \sin(\sigma_x) \right] + \\ &\quad + \pi G(-\eta_y). \end{aligned} \quad (9)$$

Здесь

$$k_x(t) = x_1[t + \tilde{t}(d, t)] - c[d, t + \tilde{t}(d, t)] \cos[\sigma_x(t)] \sin[\sigma_y(t)],$$

$$k_y(t) = y_1[t + \tilde{t}(d, t)] + c[d, t + \tilde{t}(d, t)] \sin[\sigma_x(t)],$$

$$\eta_y(t) = y_1[t + \tilde{t}(d, t)] - y_1[t - \tilde{t}(d, t)],$$

$$k_z(t) = z_1[t + \tilde{t}(d, t)] - c[d, t + \tilde{t}(d, t)] \cos[\sigma_x(t)] \cos[\sigma_y(t)].$$

При учете вращения Земли вокруг своей оси на неравнояркость поверхности Земли заметное влияние оказывает поле альбеда α_\oplus . Координатная привязка альбеда к поверхности Земли обеспечивается при переходе от ГЭСК к гринвичской системе координат для точки L через истинное время в Гринвиче $t_g = t_g(t)$ преобразованием

$$\mathbf{r}_2 = M_1(t_g) M_5 \mathbf{L}, \quad M_5 = [M_1(\Omega_1) M_2(\varepsilon)]^{-1}. \quad (10)$$

Отсюда географические координаты поля альбеда на регулярной сетке долгот и широт есть

$$\begin{aligned} \lambda &= \text{arctg} \left(\frac{y_2}{x_2} \right) - \frac{\pi}{2} [1 - \text{sign}(x_2)] \text{sign}(x_2) \text{sign}(y_2), \\ \theta &= \arcsin(z_2 R_\oplus^{-1}). \end{aligned}$$

Фрагмент координатной сетки, ограничивающий поле обзора КА, образуется при замене вектора \mathbf{L} в (10) на вектор \mathbf{r}_\oplus с условием, что долгота $\lambda < 0$ соответствует Западному полушарию, а широта $\theta < 0$ – Южному полушарию.

Ввиду зависимости локальной яркости поверхности Земли от координат в пределах поля обзора КА яркость поверхности Земли вдоль внешней нормали имеет вид

$$B = B_\oplus \alpha_\oplus(\mathbf{r}_2) \sin[h_\oplus(\mathbf{r}_\oplus)]. \quad (11)$$

Коэффициент пропускания атмосферы без учета рефракции равен

$$\tau_a = \tau_{a0} \exp \left(-\|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\| / \sqrt{\|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\|^2 - \rho^2} \right), \quad (12)$$

где τ_{a0} – коэффициент прозрачности атмосферы вдоль местной вертикали; $\tilde{\mathbf{r}}$ – радиус-вектор точки на поверхности Υ или поверхности диафрагмы бленды. Отсюда внеатмосферная яркость поверхности Земли равна

$$B_\oplus = B \tau_a. \quad (13)$$

Выражения (11)–(13) определяют физические условия экспонирования изображения неравнояркой поверхности Земли и могут уточняться по различным причинам (Атмосфера ..., 1991; Зуев, Наац, 1990; Мишин, Овечкин, 2003; Скляров и др., 2009; Pinker, Lazlo, 1992), но в целом сохраняют представленную зависимость от координат и времени.

Геометрооптические условия экспонирования

Пусть центр проектирования оптической системы и начало системы координат бленды (СКБ) удалены друг от друга на некоторое расстояние вдоль совпадающих друг с другом оптических осей, а начала координат фотограмметрической системы координат КА и СКБ совмещены и находятся в точке пересечения оптической оси с плоскостью входного зрачка бленды. Вектор $\tilde{\mathbf{N}}$ внутренней нормали к сечению входного зрачка бленды параллелен оптической оси и совпадает с направлением оси аппликат СКБ. В СГСК вектор $\tilde{\mathbf{N}}$ и направляющие векторы внеатмосферных световых потоков от поверхности Земли (без учета атмосферной рефракции), Солнца и Луны соответственно есть

$$\mathbf{g}_e = \frac{\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_e}{\|\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_e\|}, \quad \mathbf{g}_\oplus = \frac{\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_\oplus}{\|\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_\oplus\|}, \quad \mathbf{g}_\odot = \{-1; 0; 0\},$$

$$\mathbf{g}_M = \frac{\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_M}{\|\mathbf{r}_s - \mathbf{r}_M\|},$$
(14)

где \mathbf{r}_e – радиус-вектор точки пересечения оптической оси с поверхностью Земли. На основе (14) геометрический фактор¹ для излучающей поверхности Земли, определяющий геометрооптические условия съемки, принимает вид

$$\Psi = \frac{(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{N}_\oplus)(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e)}{\pi \|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\|^2} G[(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e)], \quad (\mathbf{g}_\oplus \mathbf{N}_\oplus) = R_\oplus^{-1} \times$$

$$\times \left[R_\oplus + h - \sqrt{\|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\|^2 - \rho^2} \right] + \|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\|^{-1} \sqrt{\|\tilde{\mathbf{r}} - \mathbf{r}_\oplus\|^2 - \rho^2},$$
(15)

где \mathbf{N}_\oplus – орт внешней нормали к поверхности Земли, а последний множитель (15) определяет видимость точек поверхностей с радиусами-векторами $\tilde{\mathbf{r}}$ и \mathbf{r}_\oplus .

Для перехода из СГСК в СКБ воспользуемся выражениями (9) и (10). Заметим, что геометрооптические преобразования удобнее производить безотносительно к углу рысканья ψ КА и учитывать его только в координатах $\tilde{\mathbf{r}}$:

$$\tilde{x} = \tilde{\rho} \cos(\tilde{\phi} - \psi), \quad \tilde{y} = \tilde{\rho} \sin(\tilde{\phi} - \psi), \quad \tilde{z} = f(\tilde{x}, \tilde{y}).$$

Производя замену $\varphi_\xi = \arccos(g_{e\xi})$, с помощью (9) получаем искомое преобразование

$$\tilde{\mathbf{N}} = M_6 \mathbf{g}_e, \quad M_6 = \left[M_3(\sigma_y) \hat{M}_2(\sigma_x) \right]^{-1}.$$

На рис. 1 точка N – точка пересечения оптической оси с поверхностью Земли, MN – оптическая ось, MR и MS – апофемы конуса поля обзора, дуга RLS – сегмент трассы КА. Для дальнейших рассуждений обозначения проекций точек сферы на плоскость снабдим штрихами. Отсюда $M' = L' = O$, $\rho = P'O = Q'O$, а угол ϕ отсчитывается от OS в направлении против часовой стрелки. Найдем угол $\angle NMQ$, связанный со скалярным произведением $(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e)$. У тетраэдра $MNPQ$ длина стороны MP неизвестна, но

$$MN = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\|, \quad MQ = MP = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_\oplus\|,$$

$$N'O = \rho_e = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\| \sqrt{1 - (\mathbf{r}_e \mathbf{r})^2}.$$

Тогда по теореме косинусов

$$N'Q' = \sqrt{\rho^2 + \rho_e^2 - 2\rho\rho_e \cos(\phi - \phi_e)},$$

¹ Скалярное произведение $(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e)$ в (15) справедливо в представлении плоской поверхности Y оптической системы, обращенной к бленде. При другой форме поверхности, а также при вычислении фоновой освещенности вектор \mathbf{g}_e заменяется соответствующим вектором нормали.

где для $\angle N'OS$, определяющего положение проекции оптической оси через углы тангажа β и крена γ КА, получаем

$$\phi_e = \arctg\left(\frac{\beta}{\gamma}\right) + \pi \left\{ 1 - G \left[1 - \text{sign}^2(\beta) - \text{sign}^2(\gamma) \right] \right\} +$$

$$+ \frac{\pi}{2} \left\{ \text{sign}(\gamma) + \text{sign}(\beta) \left[1 - \text{sign}^2(\gamma) \right] \right\};$$

в точке P' по построению $\phi - \phi_e = \pi$. В СГСК

$$(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) = \frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\|^2 + \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_\oplus\|^2 - \left[(N'Q')^2 + \delta h^2 \right]}{2\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\| \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_\oplus\|},$$
(16)

где разность высот точек L и N вдоль местной вертикали равна

$$\delta h = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\| (\mathbf{r}_e \mathbf{r}) - \sqrt{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_\oplus\|^2 - \rho^2}.$$

Подставляя (16) в (15), получаем Ψ как функцию координат и времени.

Критические условия освещенности

Существование критических условий освещенности поверхности фотоприемника связано с возникновением геометрической тени в системе “КА–Солнце–Луна” и обусловлено оптической непрозрачностью толщи Земли и поглощением света атмосферой. Решение подобной задачи в подсистеме “КА–Солнце” получено в (Ибрагимов, Скребушевский, 1985), исходя из различных вариантов построения эфемерид орбиты КА. Искомыми являлись моменты времени наступления критической освещенности и их длительность. Другой подход использовался в (Романов, 2008б), где ограничение по длительности осуществлялось по нескольким отсчетным моментам времени (прохождения терминатора и др.) с помощью функции $\text{sign}(x)$. Однако при возмущенном движении КА и изменении его ориентации возникает необходимость производить многочисленные поправки, которые вносят погрешность в определение критических условий освещенности в обоих подходах. С целью минимизации погрешности рассмотрим модель определения критических условий освещенности. В ее основу положим суперпозицию условий видимости.

В условиях видимости в подсистеме “КА–Солнце” освещенность корпуса КА и поверхности Луны до их захода в тень Земли в СГСК определим с помощью (5) как

$$B_\odot = q_\odot G \left[(R_\oplus + h) R_\oplus^{-1} x_1 + x(h) \right],$$

$$x(h) = \sqrt{(R_\oplus + h)^2 - (R_\oplus + h_r)^2},$$
(17)

где q_\odot – солнечная постоянная; h_r – высота, начиная с которой $\tau_{a0} \rightarrow 1$ и пренебрежимо мала атмосферная рефракция. В случае образования фоно-

вой засветки отраженным от поверхности Луны солнечным светом, которое наблюдается при расположении КА между Луной и Солнцем, световой поток формируется от двух подсистем – “Солнце–Луна” и “КА–Луна”. Обращаясь к подсистеме “КА–Луна”, обозначим ϖ – угол раствора телесного угла конуса, в пределах которого Луна затеняется Землей. Луна находится в поле видимости КА, если

$$1 + \frac{(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_M)}{\|\mathbf{r}_1\| \|\mathbf{r}_M\|} \geq \cos(\varpi), \quad \cos(\varpi) = \frac{x(h)}{R_\oplus + h}. \quad (18)$$

На основе (17) и (18) яркость Луны с альбедо поверхности α_M определяется как

$$B_M = \alpha_M B_\odot G \left[1 + \frac{(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_M)}{\|\mathbf{r}_1\| \|\mathbf{r}_M\|} - \cos(\varpi) \right].$$

В СКБ

$$\cos(\zeta_1) = (\mathbf{g}_e \mathbf{g}_\odot), \quad \cos(\zeta_2) = (\mathbf{g}_e \mathbf{g}_M).$$

Окончательно получаем векторы поля яркости в направлении КА, учитывающие наступление и окончание критических условий освещенности, в следующем виде:

$$\tilde{\mathbf{B}}_\odot = B_\odot G [\cos(\zeta_1)] M_4 \mathbf{g}_\odot,$$

$$\tilde{\mathbf{B}}_M = B_M G [\cos(\zeta_2)] M_4 \mathbf{g}_M,$$

$$\tilde{\mathbf{B}}_\oplus = B_\oplus M_4 \mathbf{g}_\oplus.$$

ПОЛЯ ОСВЕЩЕННОСТИ В ИНТЕГРАЛЬНОМ ВИДЕ

Произведение $B_\oplus \Psi$ не представимо в аналитическом виде относительно координат. Поэтому найдем E_{inf} , а также освещенность в пределах всего поля обзора КА площадью S_\oplus , пользуясь принципом декомпозиции световых потоков от поверхности Земли (Романов. 2007). Для этого поверхность Земли разобьем на макроплощадки, размер которых обеспечивает одновременно: а) применимость параксиального приближения к каждому сходящемуся к входному зрачку бленды пучку лучей; б) однородность поля яркости в пределах каждой макроплощадки. Одной макроплощадке (или их комбинации) при вычислении прямой освещенности сопоставим ту часть поля зрения, которая проецируется в какой-либо фрагмент изображения, а при вычислении фоновой освещенности – в элемент площади видимой с Земли отражающей поверхности диафрагмы бленды. Осуществляя разбиение и переходя от интеграла к конечной сумме, получаем в кубатурах

$$\int_{S_\oplus} B_\oplus \Psi dS = \sum_{i=1}^{I-1} \sum_{j=1}^{J-1} \rho_0 \varphi_0 \Xi_{ij} + o, \quad (19)$$

где ρ_0, φ_0 – весовые коэффициенты; o – погрешность кубатурной формулы.

Предполагая I и J достаточно большими, чтобы обеспечить $o \rightarrow 0$, в правой части (19)

$$\Xi_{ij} = \frac{\rho_i + \rho_{i+1}}{8} \sum_i^{i+1} \sum_j^{j+1} [B_\oplus \Psi]_{ij}, \quad (20)$$

$$\rho_0 = \frac{d}{I-1}, \quad \varphi_0 = \frac{2\pi}{J-1}.$$

Суммирование в (20) организуем так, чтобы каждая макроплощадка образовывалась граничными точками, образующими граничный элемент площадь ΔS . При разбиении на равные площади согласно (Романов, 2008а; Романов, 2009) коэффициент ρ_0 становится переменным и находится из соотношения ($\forall i$) $\Delta S = \text{const}$ по рекуррентной формуле

$$\rho_{i+1} = \sqrt{\rho_i^2 - \left(\frac{\Delta S}{\varphi_0 R_\oplus}\right)^2 + \frac{2\Delta S \sqrt{R_\oplus^2 - \rho_i^2}}{\varphi_0 R_\oplus}}, \quad (21)$$

$$\rho_1 = R_\oplus \sqrt{1 - \left(1 - \frac{\Delta S}{2\pi R_\oplus^2}\right)^2}.$$

При этом изменения по углу определены как $\varphi_j = \varphi_0(j-1)$, а общее количество макроплощадок равно $IJ + 1$ (включая центральную, содержащую точку L). Подставляя (21) в (20), а найденные выражения – в (19), получаем освещенность в пределах всего поля обзора КА. Далее рассмотрим особенности моделирования полей прямой и фоновой освещенностей.

Пусть U – стереографическая проекция поверхности $s_\oplus, s_\oplus \in S_\oplus$. При перспективной съемке ей соответствует овал, симметричный относительно проекции ON' и сжатый в направлении к O . Не обращаясь к вопросу построения опорной функции овала, воспользуемся тем, что поле зрения занимает диапазон косинусов углов $0 \leq (\mathbf{g}_e \mathbf{g}_\oplus) \leq \leq \cos(\zeta)$. Для этого в (15) для поля освещенности E_{inf} достаточно произвести замену скалярного произведения

$$(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) \rightarrow (\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) G [(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) - \cos(\zeta)]. \quad (22)$$

Аналогично в поле обзора за пределами поля зрения ($s_\oplus \notin S_\oplus$) получаем

$$(\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) \rightarrow (\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e) G [\cos(\zeta) - (\mathbf{g}_\oplus \mathbf{g}_e)]. \quad (23)$$

При вычислении (22) и (23) возможны две ситуации – $L \in s_\oplus$ и $L \notin s_\oplus$. Идентификация конкретного случая осуществляется для гомотопии семейства апофем конуса поля зрения по координатам точек, лежащих на линиях ближайших параллелей и меридианов, касающихся границы поля зрения по поверхности Земли. Точка L в таком

случае является локальным полюсом. Поэтому для дальнейших преобразований достаточно вычислить координаты четырех точек пересечения соответствующих апофем с параллелями и меридианами.

Обозначим длину стереографической проекции линии визирования при ее отклонении на угол κ от местной вертикали как

$$\rho'(\kappa) = \left[(R_{\oplus} + h) \cos(\kappa) - \sqrt{R_{\oplus}^2 - [(R_{\oplus} + h) \sin(\kappa)]^2} \right] \sin(\kappa).$$

Для оптической оси $\rho_e = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\| \sin(\kappa_e)$, а искомые координаты точек касания определяются как $\{\rho'(\kappa_e \pm \zeta), \phi_e \pm \phi'\}$, где угол ϕ' , исходя из геометрии рис. 1, равен

$$\phi' = \rho_e^{-1} \int_0^{\rho'} \sqrt{1 + (df'/dq)^2} dq.$$

В плоскости стереографической проекции

$$f'(q) = \sqrt{\rho_e^2 - (q - 0.5p)^2} - \sqrt{\rho_e^2 - (0.5p)^2}$$

– уравнение окружности, проходящей через конец вектора \mathbf{r}_e , и

$$p' = \|\mathbf{r} - \mathbf{r}_e\| \sqrt{2[1 - \cos(\zeta)]}$$

– расстояние между точками указанной окружности с полярными углами ϕ_e и $\phi_e \pm \phi'$. Если $\rho'(\kappa_e - \zeta) > 0$, то $L \notin s_{\oplus}$ и в (20)–(21) производятся следующие преобразования:

$$\rho_0 \rightarrow \frac{\rho'(\kappa_e + \zeta)}{\operatorname{tg}(\kappa_e + \zeta)} - \frac{\rho'(\kappa_e - \zeta)}{\operatorname{tg}(\kappa_e - \zeta)}, \quad \varphi_0 \rightarrow 2\phi', \quad (24)$$

$$\rho_1 = \rho'(\kappa_e - \zeta), \quad \varphi_j = \phi_e - \phi' + \varphi_0(j - 1).$$

В противном случае, т.е. если выполняется неравенство $\rho'(\kappa_e - \zeta) < 0$, то $L \in s_{\oplus}$, весовые коэффициенты в (20)–(21) сохраняются, но делается замена $d \rightarrow \rho'(\kappa_e + \zeta)$, необходимая при вычислении ρ_{i+1} в (21). Максимальное увеличение объема вычислений наблюдается, если L проецируется на границу ∂v (случай $O \in \partial v$). В этом случае доля неиспользуемых фиктивных макроплощадок составляет 75%. Поэтому особую значимость весовые коэффициенты (24) приобретают при малых апертурах поля зрения, при которых возможно существенное сокращение количества граничных точек на s_{\oplus} .

Операторы \hat{P}_{sp} и \hat{P}_{dif}

Обращаясь к применимости фрагментации поверхности Земли на макроплощадки в отношении операторов \hat{P}_{sp} и \hat{P}_{dif} следует отметить, что форма записи E_{sp} в (2) представлена в предполо-

жении, что сторонние источники света являются точечными (Солнце, Луна) или представляют собой композицию точечных источников (Земля), а результат действия обоих операторов при перспективной съемке зависит от пространственного распределения и яркости источников.

В пределах поля обзора декомпозиция светового потока на параксиальные пучки от каждого фрагмента поверхности Земли приводит одно из слагаемых E_{sp} в (3) к виду

$$\hat{P}_{sp}[B_{\oplus}] = \sum_{i=1}^{I-1} \sum_{j=1}^{J-1} \rho_0^{(i)} \varphi_0 \Xi_{ij}' K_{ij}^{-1}. \quad (25)$$

Единственное различие между Ξ_{ij} и Ξ_{ij}' заключается в скалярном произведении (23), вынесенном из Ξ_{ij} и присутствующем в выражении для коэффициента ослабления K_{ij} светозащитной бленды (Романов, 2007). При коэффициенте υ зеркальных отражений имеем

$$K_{ij} = \upsilon^{-\eta(\zeta_{ij})}, \quad \cos(\zeta) = (\tilde{\mathbf{B}}_{\oplus} \tilde{\mathbf{N}}) \equiv (\mathbf{g}_{\oplus} \mathbf{g}_e),$$

где ζ – угол засветки; $\eta(\zeta)$ – функция распределения наиболее вероятного количества отражений. Измененный таким образом геометрический фактор в составе Ξ_{ij}' характеризует лучевую трубку, в пределах которой от каждой макроплощадки формируется параксиальный световой пучок, полностью охватывающий с противоположной стороны сечение входного зрачка бленды. Очевидно, что при наличии атмосферной рефракции, турбулентности и других природных воздействий контур трубки имеет размытые границы. По этой причине, а также ввиду того, что производная $d\eta/d\zeta$ медленно меняется на интервале шириной нескольких угловых минут и не имеет разрывов, вполне допустимо при вычислении (25) параксиальные пучки заменять гомоцентрическими с малым углом расходимости ($\leq 2^\circ$). В связи с этим ниже показаны некоторые особенности действия операторов \hat{P}_{sp} и \hat{P}_{dif} , проявляющиеся с изменением ориентации КА.

На рис. 2 представлена развертка углов засветки бленды при фиксированной ориентации КА в зависимости от полярного угла в плоскости стереографической проекции (цифрами показаны номера линий индексацией угла ζ). Прямая освещенность формируется в пределах поля зрения (от 0 до $\zeta_1(\phi) = \zeta$), фоновая освещенность от поверхности Земли – в пределах от $\zeta_1(\phi)$ до $\zeta_4(\phi)$, ограниченной сверху линией $\zeta_3(\phi) = 90^\circ$. Пространство между кривыми $\zeta_4(\phi)$ и $\zeta_5(\phi)$ моделирует слой атмосферы толщиной $h_r = 60$ км. Зона действия источников внеземного происхождения (Солнце, Луна и др.) обозначена цифрой 6 в кружке и ограничена снизу кривой $\zeta_5(\phi)$, сверху –

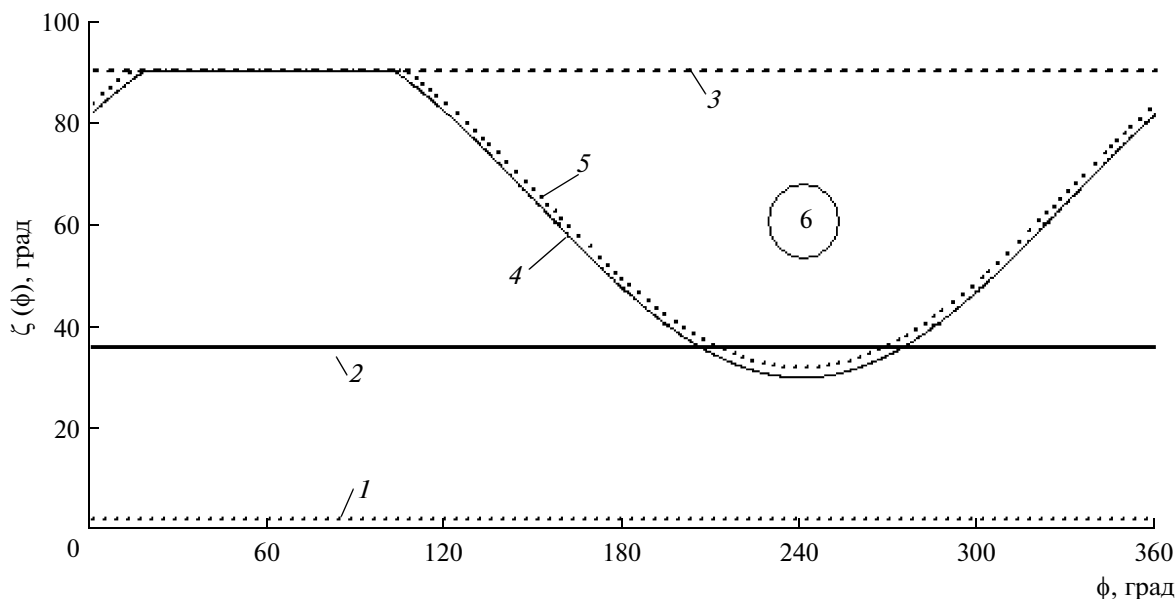


Рис. 2. Углы засветки бленды.

линией ζ_3 . Функции $\zeta_4(\phi)$ и $\zeta_5(\phi)$ выражаются аналитически

$$\zeta(\phi) = \{\mu(\phi)G[\zeta_3 - \mu(\phi)] + \zeta_3G[\mu(\phi) - \zeta_3]\} \times G[\mu(\phi) - \zeta_1] + \zeta_1G[\zeta_1 - \mu(\phi)],$$

$$\mu(\phi) = \arcsin\left(\frac{R_{\oplus} + h_r}{R_{\oplus} + h}\right) + \arccos[\cos\{\max(\beta)\} \cos\{\max(\gamma)\}] \cos(\phi - \phi_0),$$

причем при $h_r = 0$ точно определена функция $\zeta_4(\phi)$, а при $h_r > 0$ – функция $\zeta_5(\phi)$.

При зеркальном типе отражения диафрагм бленды в полосе между $\zeta_1(\phi)$ и $\zeta_2(\phi)$ имеют место критические углы засветки, т.е. когда пучки лучей частично попадают на диафрагмы, а частично – на выходной зрачок. Полоса формируется действием оператора (25) и визуализируется в виде переходной зоны между фоновой и прямой освещенностью в приближении зеркальных отражений, но отсутствует в приближении диффузных отражений. Последнее отражает тот факт, что взаимодействие каждого элемента поверхности диафрагм происходит одновременно со всеми макроплощадками, что, собственно, и вызывает необходимость вычисления освещенности каждого элемента поверхности бленды (или входного зрачка бленды) в интегральном виде. При этом одна и та же макроплощадка участвует одновременно в формировании и прямой и фоновой освещенностей. Отсюда следует, что выражение (23) применимо только при зеркальных отражениях, а при диффузных необходи-

мо использовать $\hat{P}_{dif}[B_{\oplus}]$ в виде выражения (16). Таким образом, действие каждого оператора в (3) осуществляется в прямоугольнике $[\zeta_1(\phi), \zeta_4(\phi)] \times [0, 2\pi]$, а результат действия каждого оператора в зависимости от выбранного типа отражений интерпретируется как локальный (E) или средний интегральный (\bar{E}, K). Последнее наилучшим образом характеризует зеркальные отражения, так как количество ослабленных лучей и их направления в плоскости выходного зрачка бленды имеют случайную пространственную зависимость как от ζ , так и от ϕ . И найти ее, скорее всего, можно путем построения семейства локальных индикатрис. В противном случае действие операторов равносильно реализации однородного распределения освещенности, т.е. когда второе и третье слагаемые в (3) приобретают более простой по сравнению с (25) вид

$$\hat{P}_{sp}[B_{\odot}] = \frac{B_{\odot}}{K_{\odot}}, \quad \hat{P}_{sp}[B_M] = \frac{B_M}{K_M}.$$

ПОЛЯ ОСВЕЩЕННОСТИ В МАКРОМАСШТАБАХ ВРЕМЕНИ

Входные данные математической модели экспонирования снимков неравнояркой поверхности Земли

В качестве примера среди светозащищенных систем выберем широкоугольную диоптрическую систему (ДС) с угловой апертурой $2\zeta_1 = 50^\circ$ и телескопическую систему (ТС) с угловой апертурой $2\zeta_2 = 3^\circ$ и с коэффициентом центрального

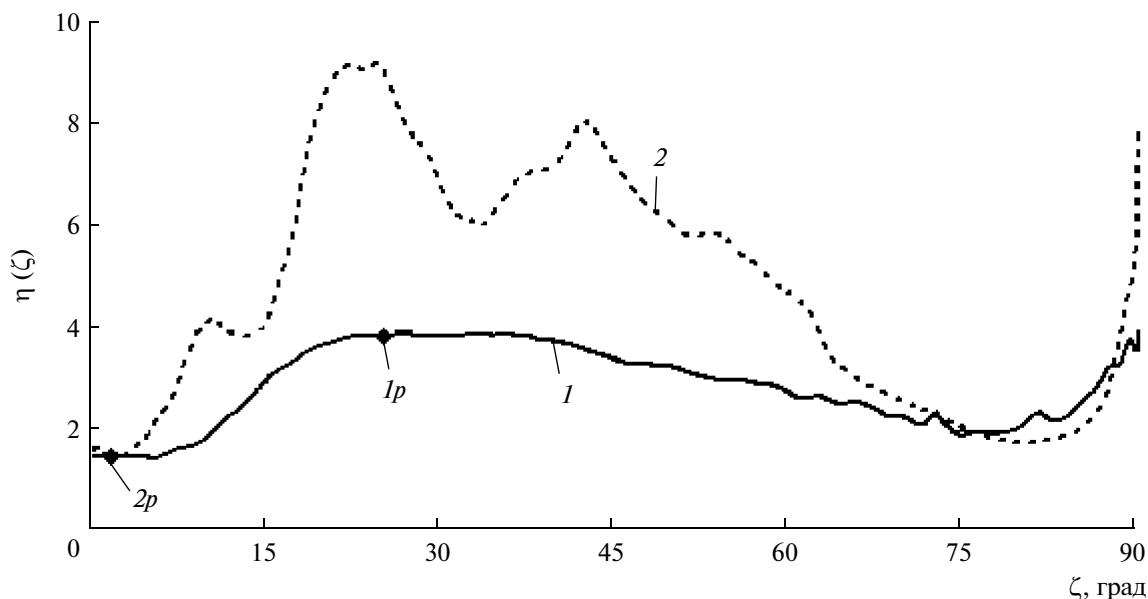


Рис. 3. Функция распределения наиболее вероятного количества зеркальных отражений.

экранирования 1/4. Светозащитные бленды ДС и ТС имеют различные конфигурации, включают 5 диафрагм с комбинированным типом отражения (коэффициенты зеркального и диффузного отражения равны 0.1). Поверхности Υ для ДС и ТС находятся соответственно на расстояниях 0.1 и 4 длин бленд от сечения выходного зрачка бленды. В качестве примера орбиты КА выберем круговую синхронно-солнечную орбиту с наклоном к экватору 93° , а макромасштаб времени – равным длительности прохождения КА участка орбиты от зенита до $h_{\odot} \approx 10^\circ$ в подспутниковой точке ($T \approx 20\text{--}22$ мин). В (12) $\tau_{a0} = 0.5$ и реализуются следующие варианты распределения альбедо: 1) сезонно-широтное, по состоянию на апрель (Склярков и др., 2009); 2) однородное $\alpha_{\oplus} = 0.35$. КА с ДС на борту осуществляет плановую съемку с высоты 300 км, а с ТС – перспективную съемку с высоты 700 км при изменении ориентации КА по закону

$$\beta(t) = \frac{\pi}{6} \cos(\omega_{\beta} t) R(t), \quad \gamma(t) = \frac{\pi}{6} \sin(0.5\omega_{\beta} t) R(t), \quad (26)$$

где $\omega_{\beta} = 0.03$ и $\psi = 0$, а интервал плановой съемки определен функцией

$$R(t) = 1 + G(t - 4\pi\omega_{\beta}^{-1}) - G(t - 2\pi\omega_{\beta}^{-1}).$$

Обсуждение результатов вычислительных экспериментов для полей освещенности в макромасштабах времени

Для выбранных оптических систем на рис. 3 приведены функции наиболее вероятного коли-

чества отражений. Используемая в вычислениях часть графика функции каждой из оптических систем расположена справа от отмеченных на них ромбов (1р – ДС, 2р – ТС).

Прямая освещенность. Графики ² прямой освещенности в сечении выходных зрачков бленд ДС и ТС представлены соответственно на рис. 4, 5. На рис. 4 график 1 имеет несколько локальных экстремумов, а график 2 с некоторой погрешностью может быть описан комбинацией тригонометрических функций (Романов, 2008б). На рис. 5 в течение времени достижения первого локального минимума, когда КА производит согласно (26) плановую съемку, заметны периодические изменения освещенности на интервале исследования. При $t > 920$ с имеется незначительное отличие между графиками 1 и 2, связанное с уменьшением влияния ориентации КА и доминированием влияния альбедо в образовании поля освещенности.

Зеркальный компонент фоновой освещенности. Для ДС влияние Солнца и Луны не наблюдается, так как их угол засветки локализован выше линии $\zeta_3(\phi)$ (рис. 2), а между \bar{E}_{sp} и \bar{E}_{inf} имеется квазилинейная зависимость. Для ТС сплошная область под кривыми 3а, б (рис. 6) описывает ту часть графика фоновой освещенности, которая дополнительно формируется световыми потоками от Солнца и Луны: промежуток Δt_1 под кривой 3а – совместное воздействие Солнца и Луны, промежуток Δt_2 под кривой 3б – только от Солнца. Чередование экстремумов свидетельствует о явной

² В текущем разделе линия 1 соответствует сезонно-широтному варианту распределения альбедо, 2 – однородному.

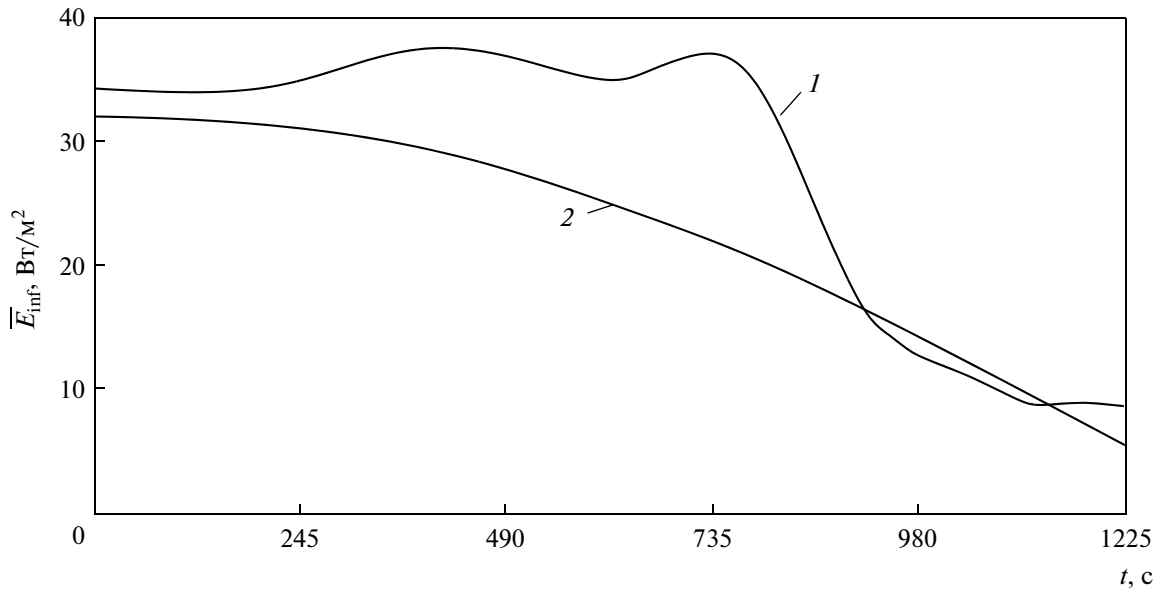


Рис. 4. Прямая освещенность выходного зрачка бленды ДС.

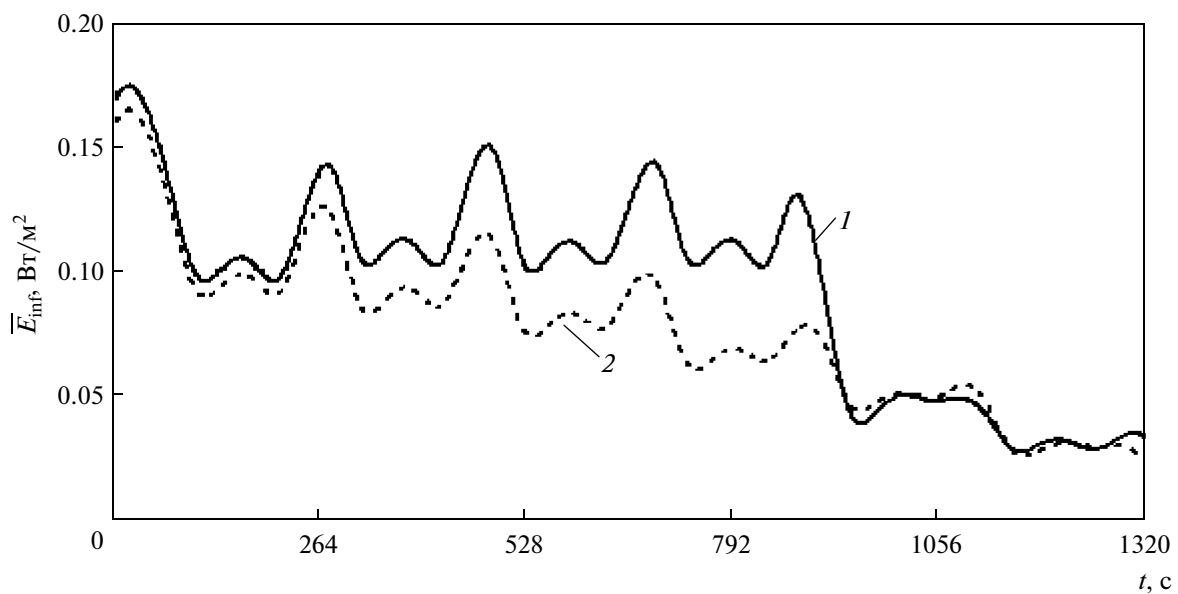


Рис. 5. Прямая освещенность выходного зрачка бленды ТС.

зависимости \bar{E}_{sp} от ориентации КА. Ординаты функции, описываемойся графиками 3а и 3б, аддитивны со значениями функций, описываемых графиками 1 и 2, и в 80000 раз превышают их (на рис. 6 не показано).

Диффузный компонент фоновой освещенности.

График \bar{E}_{dif} ТС приведен на рис. 7, где также отмечены интервалы действия прямого излучения Солнца и Луны. У ДС наблюдается квазилинейная зависимость между \bar{E}_{dif} и \bar{E}_{inf} . При сравнении по-

ведения графиков на интервалах Δt_1 и Δt_2 наблюдается рост абсолютных значений \bar{E}_{dif} , нарушающий чередование экстремумов на графиках функций 1 и 2, особенно на Δt_2 . В остальном прослеживаются те же закономерности, что и для \bar{E}_{inf} ТС.

В табл. 1 представлены отношения средних интегральных значений компонентов фоновой освещенности к среднему интегральному значению прямой освещенности в зависимости от варианта распределения альbedo и наличия бленды.

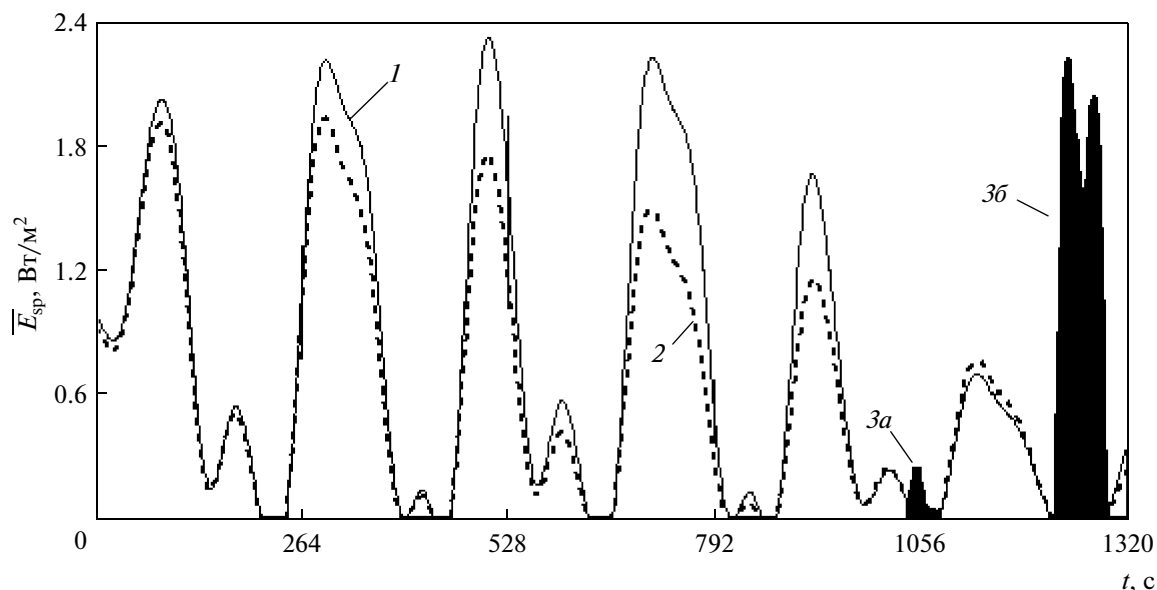


Рис. 6. Зеркальный компонент фоновой освещенности выходного зрачка ТС.

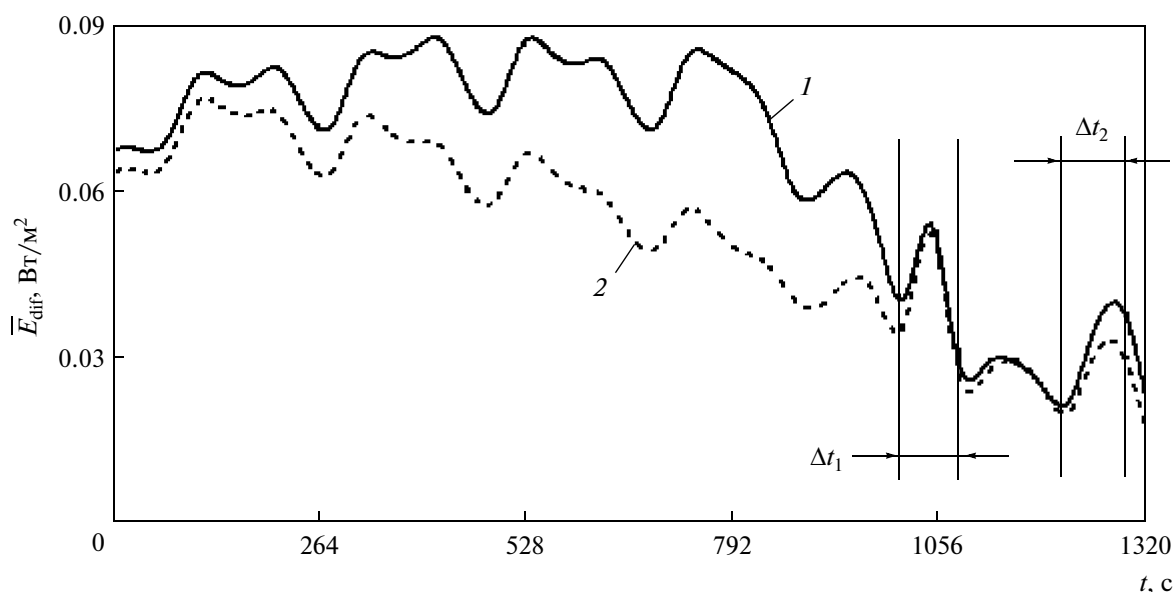


Рис. 7. Диффузный компонент фоновой освещенности ТС.

Наилучшая эффективность светозащиты определена в (2), исходя из соотношения

$$\bar{E}_{inf} \gg \bar{E}_{sp} + \bar{E}_{dif}. \quad (27)$$

Из табл. 1 следует, что бленда ДС эффективно снижает фоновую освещенность, так как в сумме она составляет 1/460 долю от значения прямой освещенности. При этом вклад зеркального компонента в суммарную фоновую освещенность превышает вклад диффузного почти в 6 раз. В отсутствие бленды вклад компонентов в суммарную фоновую освещенность отличается в 2 раза, что

дает превышение уровня фоновой освещенности над прямой освещенностью почти в 20 раз и может привести к переосвещенности поверхности фотоприемника. Снизить уровень фоновой освещенности ДС можно за счет уменьшения коэффициента зеркальных отражений бленды.

Ввиду малости апертурного угла поля зрения ТС прямая освещенность меньше по сравнению с прямой освещенностью ДС в 23 раза, что в свою очередь свидетельствует о явной необходимости светозащиты. Из таблицы видно, что влияние Солнца и Луны на фоновую освещенность ТС по

Таблица 1. Соотношения между средними интегральными значениями компонентов освещенности

Распределение альbedo	Компонент					
	\bar{E}_{inf} , Вт/м ²	$\frac{\bar{E}_{sp}}{\bar{E}_{inf}}$			$\frac{\bar{E}_{dif}}{\bar{E}_{inf}}$	$\frac{\bar{E}_{dif} + \bar{E}_{sp}}{\bar{E}_{inf}}$
		от Земли	от Солнца и Луны	суммарная		
Широтное Однородное	28.28	2.171×10^{-3}	0	2.171×10^{-3}	3.689×10^{-4}	2.540×10^{-3}
	22.81	2.177×10^{-3}		2.177×10^{-3}	3.697×10^{-4}	2.547×10^{-3}
Широтное Однородное	28.28	13.62	0	13.62	6.422	20.042
	22.81	13.659		13.66	6.431	20.09
Широтное Однородное	93×10^{-3}	9.573×10^{-5}	0.904	0.905	0.706	1.611
	76×10^{-3}	9.535×10^{-5}			0.693	1.801
Широтное Однородное	93×10^{-3}	176.67	129.95	306.62	1157.18	1439.97
	76×10^{-3}	174.84		304.79	1138.74	1443.53

условию (27) оказывается критическим как при наличии бленды, так и в ее отсутствие, что может привести к переосвещенности поверхности фотоприемника во время экспонирования. С другой стороны, если исключить из рассмотрения интервалы Δt_1 и Δt_2 (рис. 7), то в соответствии с поведением графиков 1 и 2 на рис. 6, 7 прямая и фоновая освещенности будут примерно одинаковы.

Бленда ДС согласно табл. 1 и условию (27) осуществляет эффективную светозащиту, а тот факт, что в таблице фоновая освещенность в сечении выходного зрачка бленды ТС на 60% превышает прямую освещенность, иллюстрирует лишь один из многочисленных сценариев генерации фоновой засветки. Для снижения уровня фоновой освещенности ТС можно одинаковым образом снижать коэффициенты диффузного и зеркального отражений поверхности диафрагмы бленды, либо изменять конфигурацию бленды ТС так, чтобы функция распределения $\eta(\zeta)$ при $\zeta > 60^\circ$ имела большее значение ординаты локального минимума по сравнению с имеющимся.

ПОСТРОЕНИЕ ИНТЕГРАЛЬНО-ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

ИФВ по экспозиции

Связь между масштабами времени выражается последовательностью интервалов экспонирования и межмаршрутных интервалов (Романов, Куклев, 2002)

$$T = \sum_i (\Theta_i + \tau_i), \quad i = \overline{1, I}. \tag{28}$$

Время экспонирования в (28) представим ступенчатой функцией, принимающей ненулевые значения на интервалах экспонирования

$$\Omega(t) = \sum_i \tau_i C_i(t), \tag{29}$$

$$C_i(t) = \text{sign} \{ \text{sign} [t - \xi_i] - \text{sign} [t - (\xi_i + \tau_i)] \},$$

$$\xi_i = -\tau_i + \sum_j (\Theta_j + \tau_j), \quad c(t) = \sum_i C_i(t).$$

Здесь ξ идентифицирует моменты начала съемки, а функция $c(t)$ определяет распределение интервалов экспонирования в течение времени T . Если время τ_i одинаково для N фрагментов изображения, то в этом частном случае оно определено выражением (1). В общем же случае времена экспонирования фрагментарно различны, т.е.

$$H_{ni} = \int_0^{\tau_{ni}} \bar{E}_n(t) dt, \quad \bar{E}_n(t) = F_n^{-1} \int_{F_n} c(t) \mathfrak{G}(x, y) E(x, y, t) dF, \tag{30}$$

где $n = \overline{1, N}$ – порядковый номер фрагмента изображения; \mathfrak{G} – локальный коэффициент пропускания; F – площадь фрагмента. Для получения удовлетворительного качества изображения каждое значение H_{ni} должно принадлежать диапазону допустимых значений, определяемых, например, спектральным распределением экспозиции. Следовательно, экспозицию (30)₁ следует вычислять

³ Далее по тексту статьи фрагментом изображения считается участок на поверхности Y оптической системы (зеркало, линза). Примеры сетки фрагментов показаны на рис. 8 и рис. 9.

при заданном (или вычисленном) распределении освещенности (30)₂ с учетом ограничения $H_{\min} \leq H_{ni} \leq H_{\max}$.

Различие между эффективной выдержкой и τ_{ni} проявляется в миллимасштабах времени, если наблюдается тренд значений функции освещенности, вызванный вариациями поля яркости поверхности Земли, регистрируемыми в поле зрения оптической системы. По интенсивности воздействия к слабым вариациям отнесем те, которые обусловлены диффузным отражением света от поверхности Земли, а к сильным – зеркальным отражением. При этом учтем, что сильные порождаются объектами высокой яркости (ОВЯ) в результате отражения света от твердой поверхности (снежные шапки), от поверхности воды (солнечные “зайчики”) и т.п.

В условиях космической съемки тренд функции освещенности сопровождается формированием мод прямой освещенности. Обозначим производящую их функцию как $A(x, y, t)$. Допуская, что n -й фрагмент изображения занимает прямоугольную область $[x_n, x_{n+1}] \times [y_n, y_{n+1}]$, его положение в плоскости анализа определяется функцией

$$\begin{aligned} & \text{rect}_{jk}(x, y) = \\ & = [G(x - X_j) - G(x - X_{j+1})][G(y - Y_k) - G(y - Y_{k+1})], \end{aligned}$$

где J, K – соответственно количество строк и столбцов фрагментированного оптического изображения; X_j, Y_k – координаты угловых точек фрагментов ($j = \overline{1, J}, k = \overline{1, K}$). Порядковый номер фрагмента изображения определяется функцией координат

$$n'(x, y) = \sum_{j=1}^{J-1} \sum_{k=1}^{K-1} [j + (J-1)(k-1)] \text{rect}_{jk}(x, y), \quad (31)$$

где состояние $n' < 1$ означает, что макроплощадка не проектируется на поверхность Y . В результате образуются равнозначные формы записи $A(x, y, t) \equiv A_n(t)$. Тогда ИФВ по экспозиции запишется в виде

$$\int_0^{\Omega_n(t)} \bar{E}_n(\theta) \bar{A}_n(\theta) d\theta \in [H_{\min}, H_{\max}], \quad (32)$$

где $\Omega_n(t)$ определено на априори неизвестном множестве $\{\tau_{ni}\}$, возможно, включающем численное значение эффективной выдержки. Решением ИФВ (32) является функционал, образованный включениями D_i . Каждое из них ограничивает диапазон допустимых значений времени экспонирования одновременно для совокупности всех

фрагментов изображения и формально определяется как

$$\begin{aligned} (\forall i) \exists \{\mathbf{R}_i\} &= \bigcap_{n=1}^N \left\{ \left\{ \begin{array}{l} \inf \{\tau_{ni}\} \\ \sup \{\tau_{ni}\} \end{array} \right\} \right\} \neq \\ &\neq \emptyset \rightarrow D_i \in [\inf \{\mathbf{R}_i\}, \sup \{\mathbf{R}_i\}], \end{aligned}$$

где инфимум дается решением (32) с правой частью H_{\min} , а супремум – с H_{\max} . Поэтому функционал, определяющий диапазон допустимых времен экспонирования, исходя из ограничений по экспозиции, есть

$$\tilde{\tau}_H(t) = \sum_{i=1}^I D_i C_i(t). \quad (33)$$

ИФВ по смазу

Для функционала (33) определим ограничения, связанные с изменением качества изображения под действием смаза. Запишем смаз как

$$\delta(x, y, t) = \int_0^{\tau} \|\mathbf{v}(x, y, t)\| dt, \quad (34)$$

где \mathbf{v} – вектор скорости движения оптического изображения (Батраков, 1984). К возможным ограничениям в (34) относятся изменения верхнего предела интегрирования и подынтегральной функции. Верхний предел зададим априори заданным значением времени экспонирования τ' . Поскольку уменьшение смаза улучшает качество изображения, то с этой целью используется компенсация скорости движения изображения (Каллайда и др., 1988; Миллер, Рубинович, 2007). Для оценки величины скорости компенсации рассмотрим некоторые аспекты построения движущегося оптического изображения. В рамках геометрической оптики для этого достаточно знать направляющие косинусы светового пучка, охватывающего каждый фрагмент изображения, заднее фокусное расстояние f' и расстояние l_f от начала координат бленды до задней узловой точки оптической системы.

Обозначим $\tilde{\mathbf{N}}, \tilde{\mathbf{g}}^{(n)}$ – векторы направляющих косинусов вдоль линии оптической оси бленды и информационного потока, идентифицируемые с n -м фрагментом изображения и заданные в СКБ. Переходя к уравнению прямой, получаем радиус-вектор центра фрагмента изображения в СКБ

$$\mathbf{r}_n = f' \left[\left(\tilde{\mathbf{g}}^{(n)} \tilde{\mathbf{N}} \right) - \cos(\zeta) \right] \frac{\tilde{\mathbf{g}}^{(n)}}{\tilde{g}_z^{(n)}} + (0 \ 0 \ l_f)^T. \quad (35)$$

Для перехода в систему координат, связанную с поверхностью фотоприемника, достаточно транслировать аппликату вектора \mathbf{r}_n на $-(f' + l_f)$. При

дифференцировании (35) по времени получаем вектор \mathbf{v}_n , определяющий подынтегральное выражение в (34). При компенсации скорости движения изображения он имеет вид

$$\mathbf{v}_n = f'G \left[\left(\tilde{\mathbf{g}}^{(n)} \tilde{\mathbf{N}} \right) - \cos(\zeta) \right] \frac{d}{dt} \left\{ \begin{matrix} \tilde{\mathbf{g}}^{(n)} \\ \tilde{g}_z^{(n)} \end{matrix} \right\} - \mathbf{v}_c^{(n)}, \quad (36)$$

где \mathbf{v}_c – скорость компенсации. Скалярное произведение в (36) инвариантно для каждого фрагмента изображения относительно любых преобразований, связанных с изменением ориентации КА. Поэтому для представления вектора (36) в СКБ требуется переход от ГэСК к СГСК через последовательность приведенных выше промежуточных матричных преобразований.

Поиск производной по времени в (36) сопряжен с вычислением каскада производных от функций, связанных с координатами поверхности Земли и центра масс КА, что чрезвычайно усложняет процедуру решения ИФВ по смазу. В связи с этим обратим внимание на то, что в (36) ищется производная функции, которая фактически представляет собой один из вариантов проективного преобразования в фотограмметрии. Такое точное соответствие исключает необходимость вывода явного вида (36), в результате чего появляется возможность применять известные соотношения (Батраков, 1984; Урмаев, 1989). Так, выражение дальности от центра n -го фрагмента изображения до точки на сферической поверхности Земли имеет вид

$$d_n = q_z^{(n)} R_s - \sqrt{R_s^2 \left[\left(q_z^{(n)} \right)^2 - 1 \right] + R_\oplus^2}, \quad (37)$$

где R_s, R_\oplus – геоцентрическое расстояние соответственно до центра масс КА и поверхности Земли. В системе координат фотоприемника

$$\mathbf{q}^{(n)} = \frac{M_7}{\sqrt{x_n^2 + y_n^2 + [f']^2}} (x_n \ y_n \ f')^T.$$

Матрица перехода к фотограмметрической системе координат есть

$$M_7 = M_3(-\beta)M_2(-\gamma)M_1(-\psi),$$

где направляющие косинусы совпадают по форме записи с приведенными выше. Подставляя (37) в формулы скорости движения изображения (Батраков, 1984, 1989), получаем явный вид произведения f' на производную по времени в (36), а в полученном выражении с замененной производной – вектор скорости (36). В дальнейших действиях процедура построения ИФВ по смазу аналогична

(30)₁–(32). Поэтому с учетом (36) ИФВ по смазу примет вид

$$\Omega_n'(t) = \int_0^{\Omega_n(t)} \|\mathbf{v}_n(\theta)\| d\theta \in [\delta_{\min}, \delta_{\max}], \quad (38)$$

где время экспонирования записывается в виде комбинации функций (29) как

$$\Omega_n'(t) = \Omega_n(t)G[\tau' - \Omega_n(t)] + \tau'G[\Omega_n(t) - \tau'].$$

Фоновая освещенность

В (2) локальное распределение фоновой освещенности записывается как

$$E_{bg}(x, y, t) = \bar{E}_{sp}(t) + \hat{P} \left[\sum_{n=1}^N \bar{E}_{dif}(x_n, y_n, t) \text{rect}_{jk}(x_n, y_n) \right], \quad (39)$$

где действует оператор

$$\hat{P}[\phi] = \sum_{j=1}^{J-1} \sum_{k=1}^{K-1} \phi_{jk} \text{rect}_{jk}(x, y).$$

Относительно явного вида \bar{E}_{sp} отметим следующее. Диффузный компонент функции освещенности описывается с помощью оператора \hat{P}_{dif} , который задает полю фоновой освещенности точную координатную привязку в плоскости выходного зрачка светозащитной бленды. С зеркальным компонентом дело обстоит сложнее, так как в одной и той же малой области пространства может пересекаться множество трассируемых световых лучей. В связи с этим в рамках статьи предполагается, что для корректного описания локального распределения зеркального компонента освещенности в плоскости выходного зрачка бленды требуется построение семейства локальных индикатрис. В настоящее время оно представляет собой самостоятельную проблему, решение которой не представлено в рамках статьи. Поэтому далее считается, что поле освещенности, формируемое зеркальным компонентом, равномерно распределено в сечении выходного зрачка бленды и, следовательно, по поверхности Υ .

Прямая освещенность

Выше было показано, что при больших углах поля зрения оптической системы графики функций $\bar{E}_{inf}(t)$ и $\bar{E}_{bg}(t)$ за время исследования качественно подобны, так как для макроплощадок разной величины сезонно-широтное распределение поля альбедо останется неизменным. Поэтому будем считать, что в миллимасштабах времени слабые вариации яркости образуют детерминиро-

ваный компонент $B^{(d)}$, а сильные – случайный компонент $B^{(r)}$. Тогда в точке поверхности Земли, определенной радиусом-вектором \mathbf{r}_\oplus , во время экспонирования яркость в направлении центра масс КА определена зависимостью

$$B(\mathbf{r}_\oplus, t) = [B^{(d)}(\mathbf{r}_\oplus, t) + B^{(r)}(\mathbf{r}_\oplus, t)]c(t).$$

Ввиду неотрицательности яркости $B^{(r)} \in (-B^{(d)}, b)$, $b < \infty$. Учитывая, что каждый ОВЯ занимает конечную площадь s_n , при условии $s_n \ll s_\oplus$ для всех фрагментов изображения

$$\sum_n B_{ni}^{(r)} s_n > 0. \quad (41)$$

Теперь, принимая во внимание лишь зеркальный компонент яркости ОВЯ, получаем, что практически реализуемое значение b в условиях абсолютно прозрачной атмосферы ограничено в сумме с $B^{(d)}$ солнечной постоянной. Более высокое положение верхней границы возможно при формировании мод искусственными источниками света.

Определим нормировку функции распределения мод прямой освещенности в интегральном виде

$$(\forall n) \exists A_n \rightarrow \int_0^\tau \int_{s_\oplus} (A_n - 1) dS dt > 0. \quad (41)$$

Поскольку все макроплощадки равны по площади, то в стохастическом поле яркости на каждую площадку приходится разное количество макроплощадок (или их долей) в зависимости от ранжирования значений s_n . Чтобы оценить вклад ОВЯ в образование неоднородного поля яркости и формирование мод функции освещенности, используя (40) и (41), введем показатель

$$h_i = \frac{\left\{ \sum_n B_{ni}^{(r)} s_n G[B_{ni}^{(r)} - B_{ni}^{(d)}] \right\}}{\left\{ \sum_n B_{ni}^{(r)} s_n G[B_{ni}^{(d)} - B_{ni}^{(r)}] \right\}}.$$

Он характеризует отношение суммарной яркости поверхности Земли, занятой всеми ОВЯ в поле зрения оптической системы, к яркости остальной части поверхности в пределах поля зрения. В связи с этим будем считать, что моды функции прямой освещенности образуются при

$$h_i > 1. \quad (42)$$

Перейдем к модели стохастического двумерного поля яркости поверхности Земли в безоблачных условиях съемки (Бондур, 2000; Бондур и др., 2003). Предположим, что на интервалах экспонирования M_i макроплощадок ($m = 1, M_i$) проектируется в N фрагментов изображения. Для m -й мак-

роплощадки случайное значение яркости поверхности Земли без учета ОВЯ есть

$$B_{mi}' = B_{mi}^{(d)} \exp(Y_{mi}), \quad (43)$$

$$Y_{mi} = \frac{\beta_{mi} - \mu_i}{\sigma_i} (S_v)_i - 0.5 (S_v)_i^2, \\ (S_v)_i^2 = \ln \left[1 + \sigma_i^2 \left\{ M_i / \sum_{m=1}^{M_i} B_{mi}^{(d)} \right\}^2 \right],$$

где β_{mi} – случайное значение яркости; μ_i, σ_i – математическое ожидание и среднее квадратичное отклонение выборки на i -м интервале экспонирования. Результаты вычислительного эксперимента по моделированию поля яркости (43) показывают, что условие (42) не выполняется или выполняется очень редко. Поэтому с целью повышения вероятности его выполнения модифицируем (43), представив в виде суммы

$$B_{mi}^{(r)} = \gamma_{mi} B_{mi}' G[B_{mi}' - B_{mi}^{(d)}] + B_{mi}' G[B_{mi}^{(d)} - B_{mi}'], \quad (44)$$

где случайные значения $\gamma_{mi} > 1$ выбираются таким образом, что в i -й момент времени гарантируется выполнение условия $\max(B') \leq b$. Результаты вычислительных экспериментов по моделированию яркости (44) показывают, что для такого преобразования условие (42) выполняется с вероятностью, близкой к единице, поскольку в среднем $h_i > 3$. Тогда для функции распределения мод прямой освещенности в (32), получаем

$$A_n(t) = V_n(t) \sum_{i=1}^I C_i(t) \sum_{m=1}^{M_i} [B_{mi}^{(r)} / B_{mi}^{(d)}], \quad (45)$$

где V_n – дискретный (по фрагментам) аналог функции видимости m -й макроплощадки и n -го фрагмента изображения в течение времени экспонирования, определяемый с помощью (31) и компонентов вектора скорости движения изображения

$$V_n(t) = 1 - G \left\{ n - n' \left[x_n + \int_0^{\Omega_n(t)} v_{nx}(x_n, y_n, \theta) d\theta, \right. \right. \\ \left. \left. y_n + \int_0^{\Omega_n(t)} v_{ny}(x_n, y_n, \theta) d\theta \right] \right\}.$$

Подставляя (45) в (32), получаем ИФВ по экспозиции с учетом влияния ОВЯ на состояние стохастического поля яркости неравнояркой поверхности Земли.

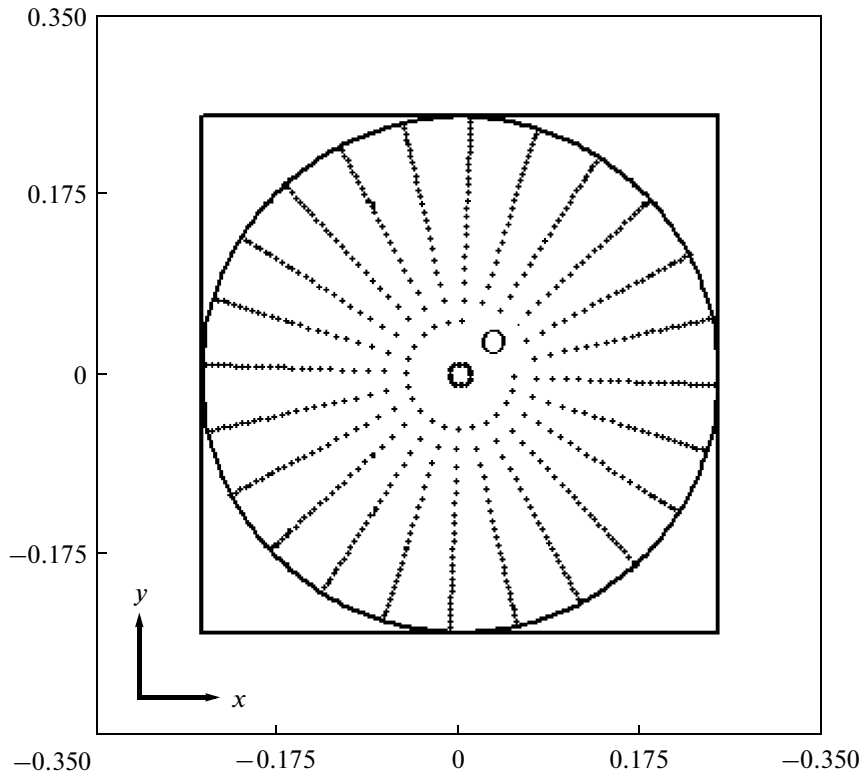


Рис. 8. Сетка узлов (плановая съемка, $t = 34$ с).

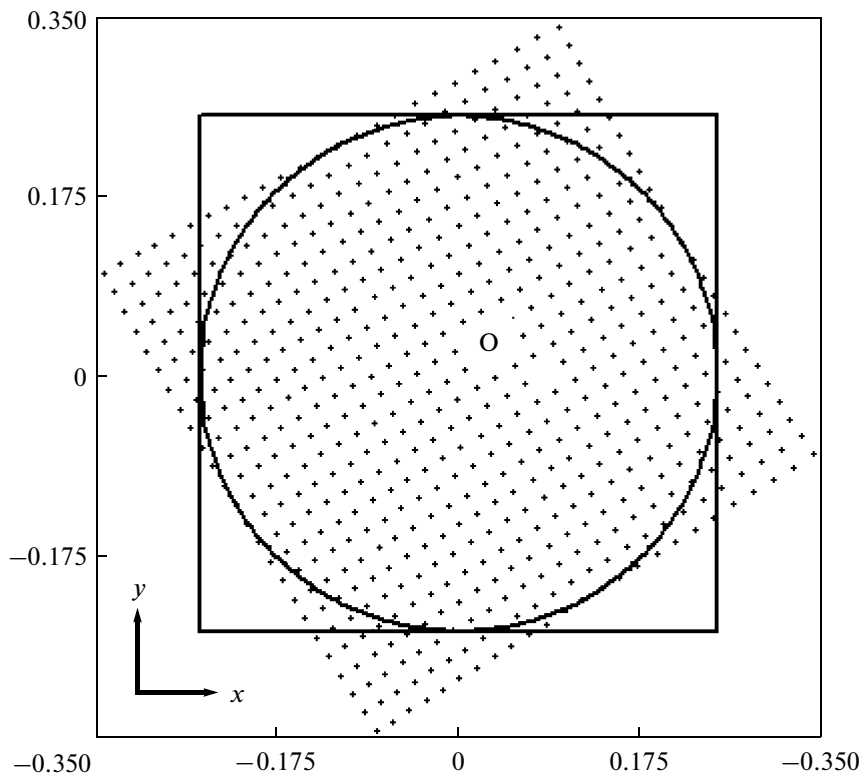


Рис. 9. Сетка узлов (перспективная съемка, $t = 1047$ с).

Таблица 2. Максимумы локальной освещенности

Освещенность, Вт/м ²	Момент времени съемки t , с		
	34	1047	1082
$\max(E_{\text{inf}})$	0.998	0.352	0.371
$\max(E_{bg})$	3.016	16.327	1.923
$\max(E_r)$	1.241	0.75	1.1
$\max(E)$	5.973	19.466	3.898

ПОЛЯ ОСВЕЩЕННОСТИ В МИЛЛИМАСШТАБАХ ВРЕМЕНИ

На рис. 8, 9 показана сетка граничных точек фрагментов изображения. В дальнейшем подразумевается, что поверхность Y представляет собой оптическую поверхность главного зеркала ТС с фокусным расстоянием $f' = 9.55$ м. Сетка на указанных рисунках образована 7×7 фрагментами изображения, охватывающими контур поля зрения — окружность с центром O .

При переходе от плановой к перспективной съемке происходит трансформация сетки, сопровождающаяся деформацией проекций макроплощадок, регистрируемых в виде искажений прямоугольной формы фрагментов изображения. Так, на рис. 8 видно симметричное расположение узлов, сгущающихся при удалении от точки O к краю поля зрения. На рис. 9 сетка имеет почти равномерное разбиение, но прослеживается азимутальное расхождение узлов от правого верхнего угла рисунка к левому нижнему из-за разной удаленности макроплощадок от подспутниковой точки и кривизны поверхности Земли.

Граничные точки макроплощадки проектируются согласно преобразованию (35) во фрагменты с координатами граничных точек (x_m, y_m) . При их подстановке в (31) получаем искомый номер фрагмента изображения. Имея соответствие между номером макроплощадки и номером фрагмента изображения, искомое преобразование запишем как

$$E_{\text{inf}}(x, y, t) = \hat{P} \left[\frac{1}{\Delta F} \sum_{i=1}^I \sum_{m=1}^{M_i} C_i(t) \frac{E'_{\text{inf}}(x_m, y_m, t)}{\Theta_{jki}} \right], \quad (46)$$

где E'_{inf} имеет пространственно-временную привязку освещенности к участкам поверхности Земли в моменты экспонирования; ΔF — площадь фрагмента изображения;

$$\Theta_{jki} = G \left[1 - \sum_{m=1}^{M_i} \text{rect}_{jk}(x_m, y_m) \right] + \sum_{m=1}^{M_i} \text{rect}_{jk}(x_m, y_m)$$

— количество расчетных точек, проецирующихся на фрагмент в j -й строке и k -м столбце сетки. Ввиду того, что в (46) производится суммирова-

ние, получаем в соответствии с (30)₂ $E_{\text{inf}}(x, y, t) = \bar{E}_{\text{inf}}(x, y, t)$. Заметим, что прямая освещенность (46) моделируется таким образом, что при отсутствии “попадания” проекции центральной точки хотя бы одной из M_i макроплощадок в какой-либо фрагмент изображения действие оператора $\hat{P}[\phi]$ порождает отсутствие освещенности этой области. Поэтому для корректного вычисления (46) количество макроплощадок ограничим снизу некоторым числом, минимальное значение которого можно подобрать, исходя из совместности выполнения следующих условий:

$$\min \left\{ \hat{P} \left[\sum_{m=1}^{M_i} \text{rect}_{jk}(x_m, y_m) \right] \right\} \geq 1, \quad n'(x_m, y_m) \geq 1.$$

В другом виде оно формулируется в виде равенства

$$G \left[\min \left\{ \hat{P} \left[\sum_{m=1}^{M_i} \text{rect}_{jk}(x_m, y_m) \right] \right\} \right] + G[n'(x_m, y_m)] = 2. \quad (47)$$

Обсуждение результатов вычислительных экспериментов для полей локальной освещенности

Проведем качественный анализ полей локальной освещенности. На рис. 10–17 показаны изоплеты освещенности главного зеркала ТС, полученные в ходе вычислений полей освещенности в макромасштабах времени в различные моменты времени (для удобства анализа предполагалась стационарность стохастического поля яркости за время T). Данные представлены нормированными на максимум в градации от 0 до 1 с шагом 0.1, а в табл. 2 записаны значения максимумов локальной освещенности, относительно которых производилось построение полей освещенности.

Из табл. 2 следует, что максимум прямой освещенности (46) при плановой съемке на порядок превышает максимумы освещенности при перспективной съемке: в начале интервала исследования КА находится вблизи зенитной точки и требуется минимальное время экспонирования. Во время перспективной съемки (после 50-й секунды) уменьшению освещенности способствует уменьшение высоты Солнца над уровнем местного горизонта и изменение ориентации КА. Относительно максимумов фоновой освещенности (39) следует отметить, что здесь играет большую роль соотношение между вкладом в освещенность зеркального и диффузного компонентов. В частности, влияние Солнца и Луны значительно увеличивает негативное влияние фона на качество изображения, а поскольку генерируемый светозащитной блендой фон не является однородным по полю зрения ТС, то влияние ОВЯ на

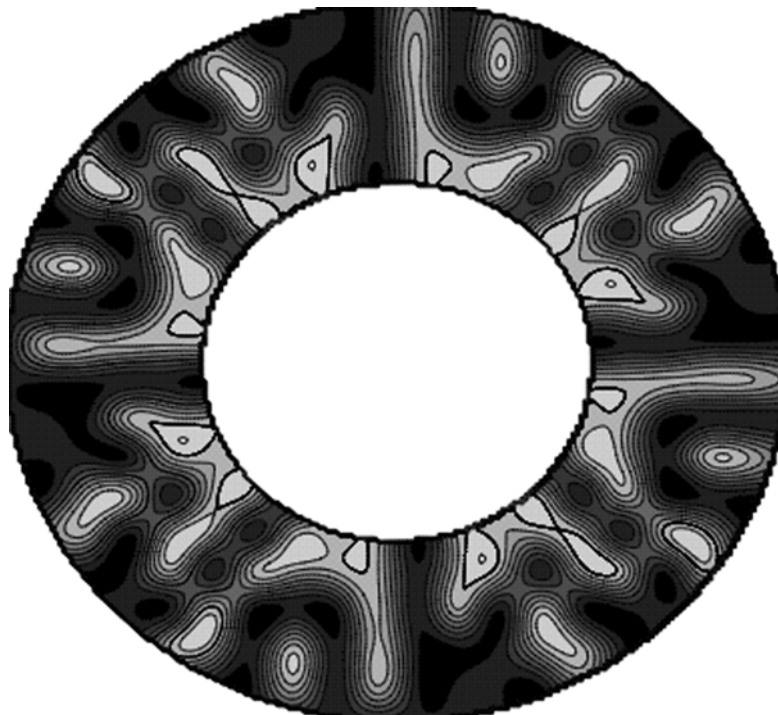


Рис. 10. Изоплеты поля прямой освещенности (плановая съемка, $t = 34$ с).

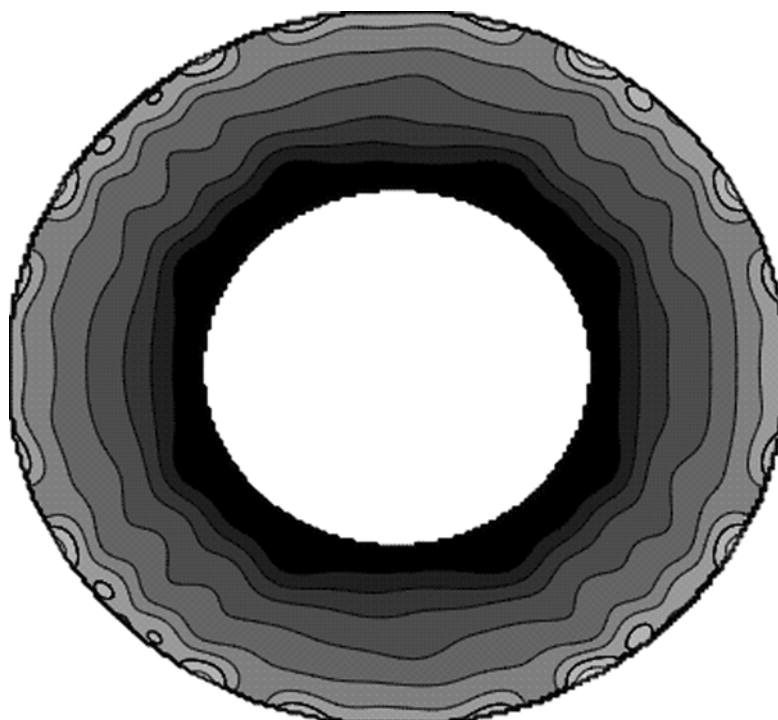


Рис. 11. Изоплеты поля фоновой освещенности (плановая съемка, $t = 34$ с).

локальное изменение прямой освещенности неоднозначно.

На рис. 10 приведены изоплеты поля прямой освещенности абсолютно светозащищенной ТС

($E_{bg} = 0$) при плановой съемке. Радиальное направление расположения участков естественной освещенности от объектов, порожденных распределением детерминированного компонента яр-

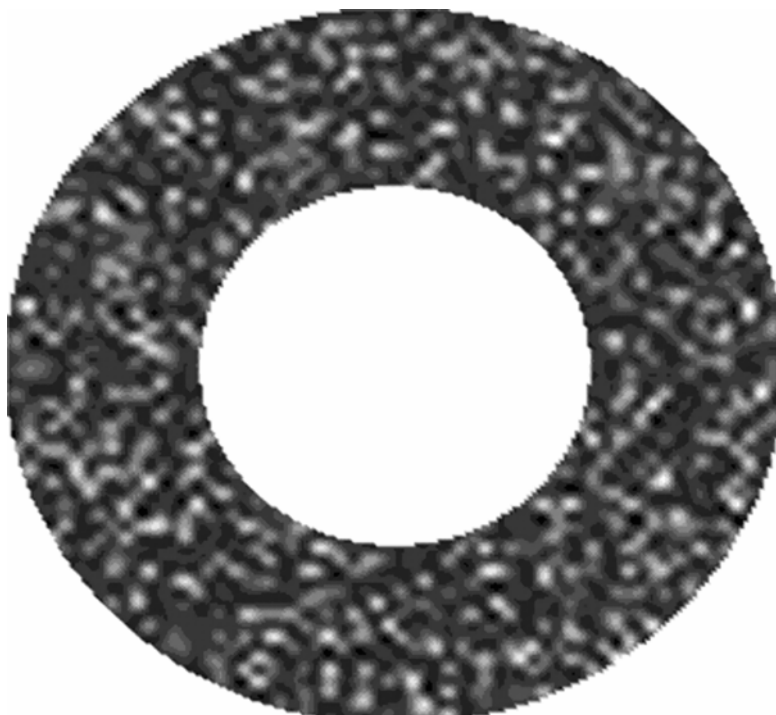


Рис. 12. Изоплеты поля яркости поверхности Земли, формируемые ОВЯ.

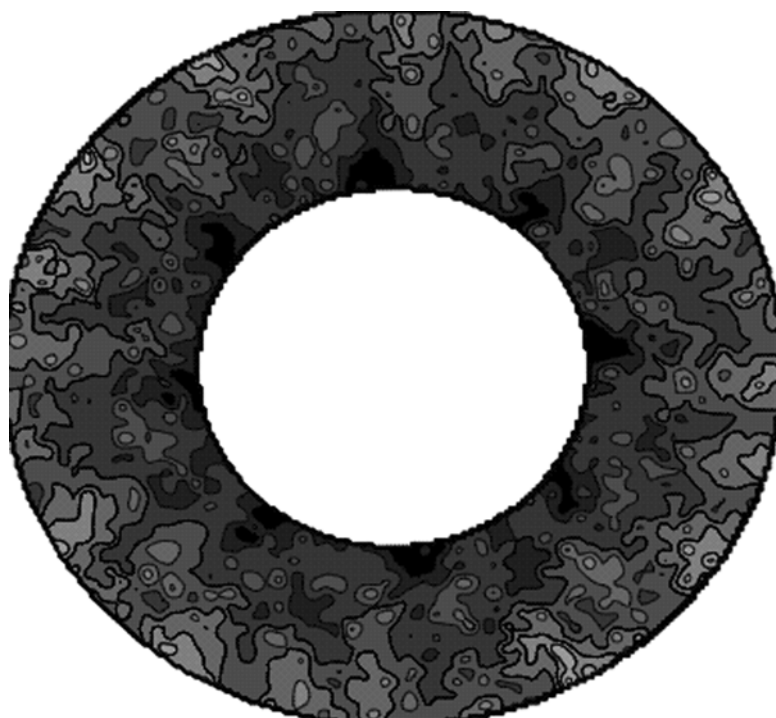


Рис. 13. Изоплеты локальной освещенности с учетом ОВЯ (плановая съемка, $t = 34$ с).

кости, чередуется с областями более низкой освещенности. На рис. 11 приведены изоплеты поля фоновой освещенности ТС при плановой съемке. Наблюдается плавное возрастание уровня освещенности от внутреннего края главного зеркала

ТС к внешнему краю. При этом контуры слабо “изрезаны”, а ограниченное ими пространство представляет собой совокупность односвязанных областей, распространяющихся до внешнего края. Поскольку на момент $t = 34$ с съемка произ-

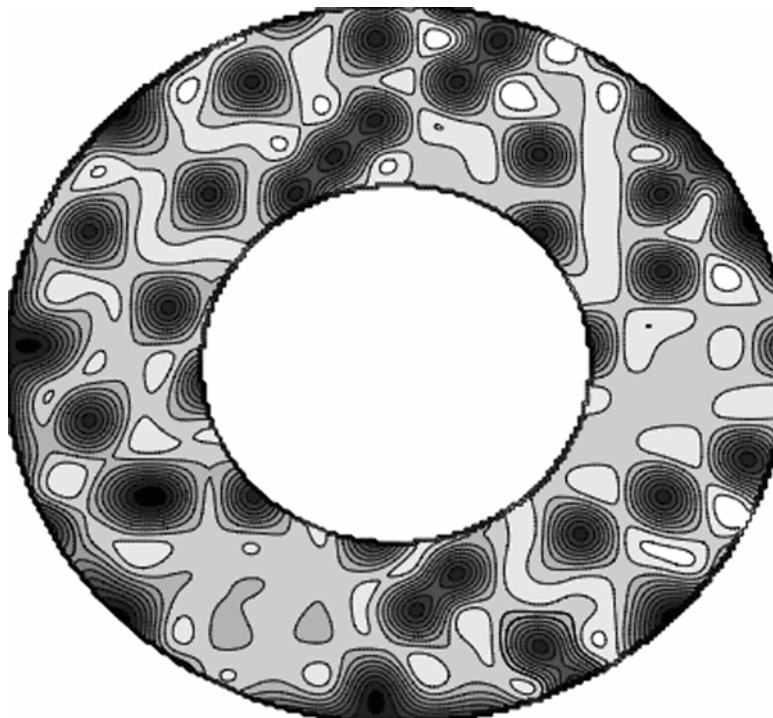


Рис. 14. Изоплеты поля прямой освещенности (перспективная съемка, $t = 1047$ с).

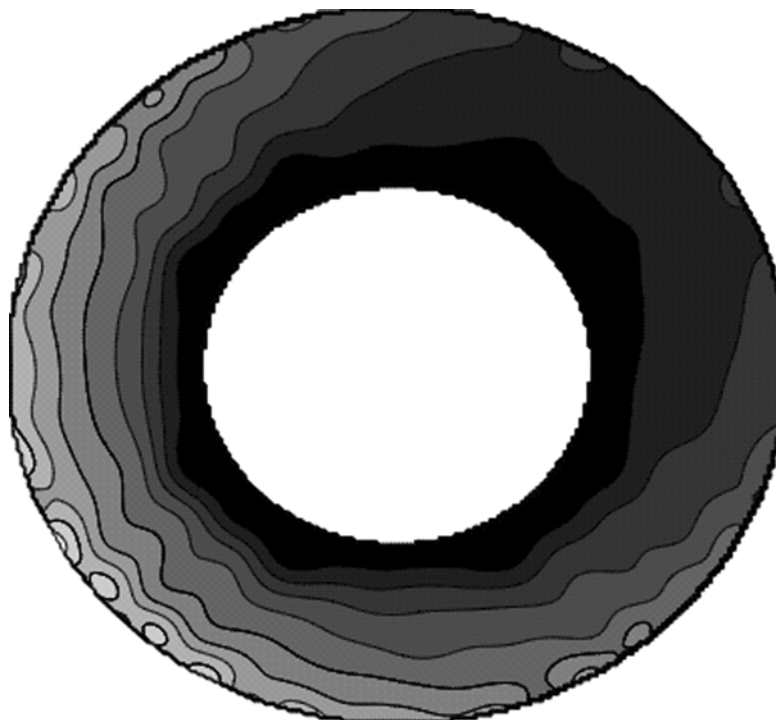


Рис. 15. Изоплеты поля фоновой освещенности (перспективная съемка, $t = 1047$ с).

водится вблизи зенита, то здесь наибольшее влияние на E_{bg} оказывает форма поверхности Земли, формирующая квазисесимметричную картину.

На рис. 12 показаны изоплеты поля яркости, создаваемого множеством ОВЯ, с показателем $h_i = 4.3$. Количество ОВЯ в поле зрения составило

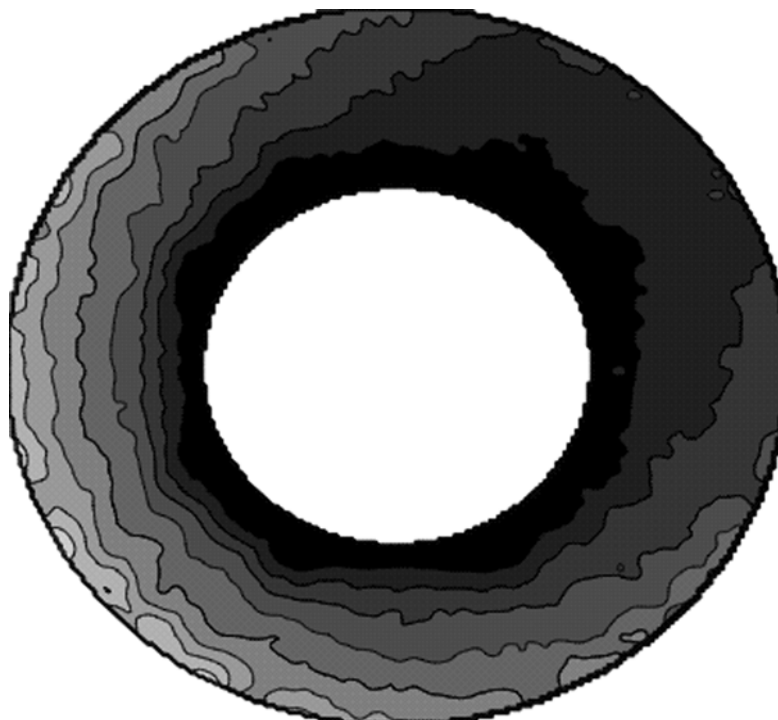


Рис. 16. Изоплеты локальной освещенности с учетом ОВЯ (перспективная съемка, $t = 1047$ с).

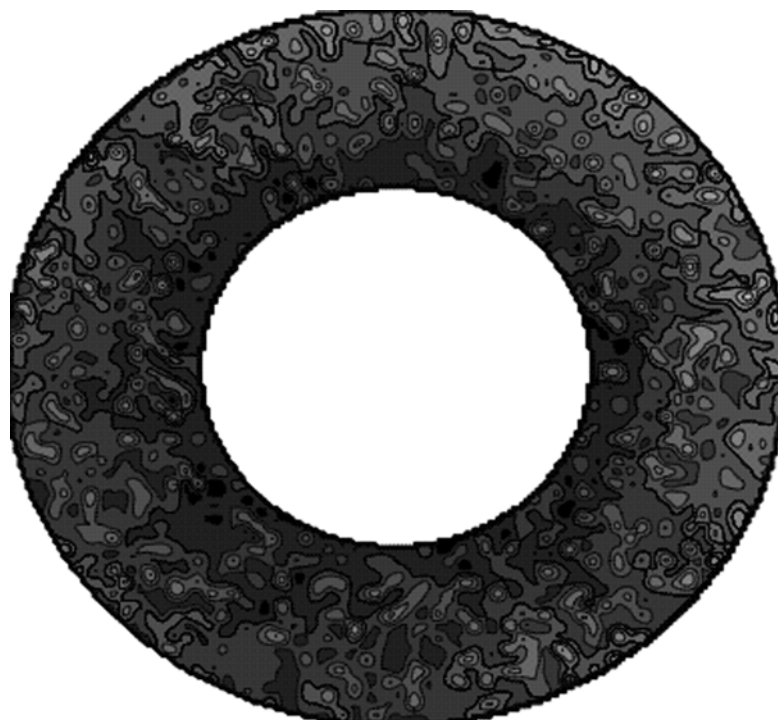


Рис. 17. Изоплеты локальной освещенности с учетом ОВЯ (перспективная съемка, $t = 1082$ с).

5000 объектов с ранжированием площадей до двух порядков относительно максимального значения 0.25 км^2 . На рис. 13 представлены изоплеты локальной освещенности (2). Обнаруживается одно-

временное влияние полей прямой и фоновой освещенности: поле прямой освещенности (рис. 12) идентифицируется по радиальному расположению участков естественной освещенности вблизи

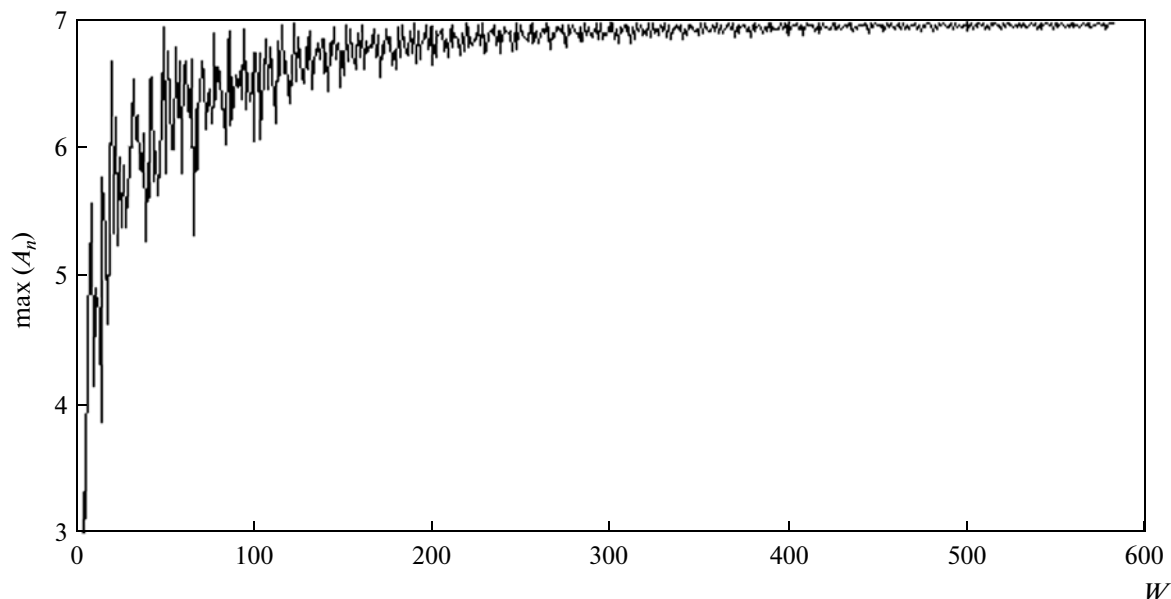


Рис. 18. Максимальные значения функции распределения мод прямой освещенности.

центра ОВЯ; поле фоновой освещенности (рис. 13) — по наличию участков низкой освещенности вблизи внутреннего края главного зеркала ТС и увеличению уровня освещенности к внешнему краю; формируемое ОВЯ поле освещенности — по наличию большого количества односвязанных областей.

На рис. 14 показаны изоплеты поля прямой освещенности абсолютно светозащищенной ТС при перспективной съемке. Наблюдается неупорядоченное расположение локальных экстремумов. Поле освещенности отличается от приведенного на рис. 10 отсутствием каких-либо признаков осевой симметрии картины. На рис. 15 показаны изоплеты поля фоновой освещенности при перспективной съемке. Они расположены так, что наблюдается симметрия относительно некоторого выделенного направления от левого нижнего к правому верхнему углам рисунка, так как имеет место ослабление прямого излучения от Солнца и Луны светозащитной блендой (время съемки совпадает с прохождением интервала Δt_1 на рис. 12). Изоплеты разрываются, и потому имеют серповидный профиль.

По этой же причине на рис. 16 заметно доминирование фоновой освещенности, а влияние прямой освещенности и освещенности, формируемой ОВЯ, проявляется в грубой “изрезанности” изолиний (заметно при сравнении с рис. 15). Для сравнения с рис. 16 на рис. 17 приведены изоплеты локальной освещенности в другой момент времени, когда отсутствует влияние прямого излучения Солнца и Луны. На рис. 17 хорошо видно, что структура поля локальной освещенности в

этом случае зависит от расположения, количества и яркости ОВЯ.

На рис. 18 и 19 представлены графики соответственно максимальных и минимальных значений функции распределения мод функции прямой освещенности (45) в зависимости от размера фрагмента изображения. В вычислительных экспериментах на сетке $w \times w$ квадратных фрагментов значению $w = 500$ соответствует фрагмент изображения площадью $\Delta F = 1 \text{ мм}^2$. Из всего количества фрагментов по условию (47) исключались те, которые не принадлежат поверхности Y . Точное количество фрагментов равно

$$W_w = \frac{3\pi}{16} w^2. \quad (48)$$

Относительная погрешность отклонений действительного количества попавших фрагментов (точнее, их центральных точек) от (48) в среднем не превышала 0.2%. Графики функции $A_n(t)$ на рис. 18 и 19 представлены на момент времени $t = 34 \text{ с}$.

На рис. 18 максимальные значения функции неравномерно возрастают с увеличением количества фрагментов: при $w = 19$ различие с максимумом составляет 4.4%, а сам максимум достигается при $w = 426$ и равен 6.975. Отсюда следует, что для соответствующего количества фрагментов (48) минимум один фрагмент изображения охватывает зону, в которой сосредоточен(ы) ОВЯ со средней яркостью, близкой к максимальной. При дальнейшем увеличении w изменения становятся

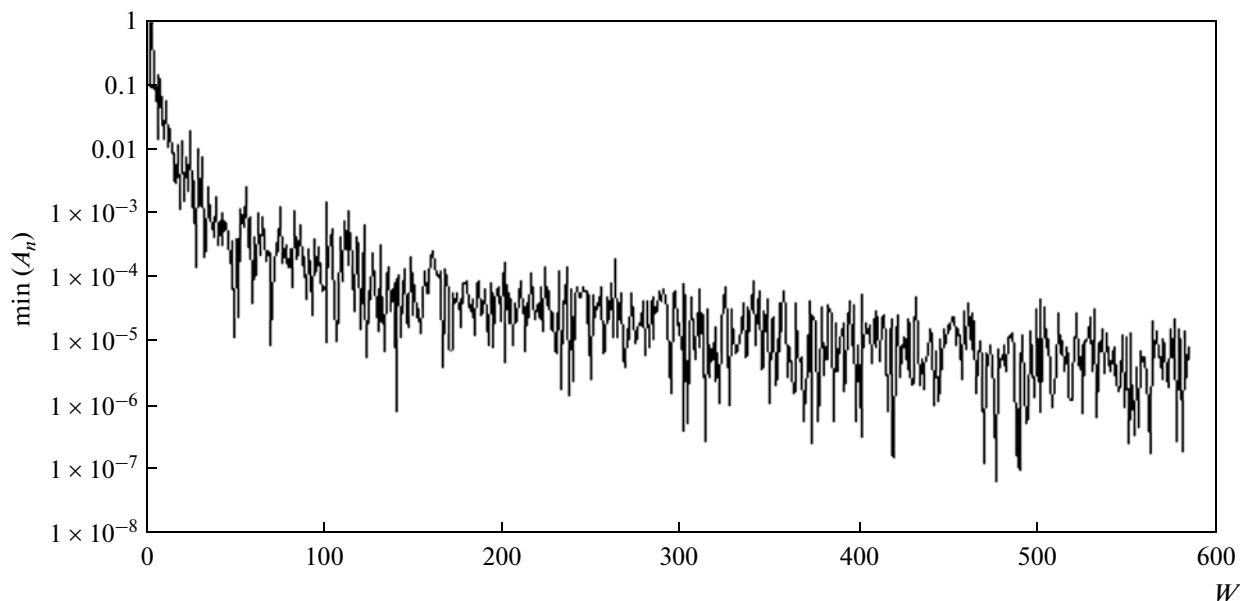


Рис. 19. Минимальные значения функции распределения мод прямой освещенности (значения функции даны в логарифмическом масштабе).

менее существенными и асимптотически приближаются к указанному максимуму.

На рис. 19 минимальные значения функции распределения мод прямой освещенности уменьшаются также неравномерно, но никогда не обращаются в ноль, что определено безусловной выполнимостью условия (47). Значение функции имеет значение менее 0.001 при $w \geq 111$ и достигает минимального значения 1.45×10^{-8} при $w = 488$.

В целом из анализа рис. 18 и 19 следует, что локальное распределение ОВЯ, удовлетворяющее условию (42), и случайное распределение ОВЯ различной яркости (см. (44)) однозначно обеспечивают корректную генерацию множества мод при большом количестве фрагментов изображения.

МЕТОД РЕШЕНИЯ СИСТЕМЫ ИФВ

Рассмотрим метод решения системы ИФВ, основываясь на решении связанных интегральных уравнений Вольтерра с вырожденным ядром. Каждое из них имеет неявную зависимость от времени и является неклассическим. Метод решения системы ИФВ в общем виде представлен в (Романов, 2010). Рассмотрим его ниже.

При решении системы ИФВ сохраним допущение о том, что поле освещенности поверхности Y гомотетично полю освещенности, создаваемому оптической системой в плоскости фотоприемника. Пренебрегая погрешностью замены определенного интеграла конечной суммой, определим форму записи левых частей каждого ИФВ, абстрагируясь от конкретной схемы интегрирова-

ния. Введем следующие обозначения: U_i — количество расчетных точек за время экспонирования τ_i ($u = \overline{1, U_i}$); $\Delta\tau = \text{const}$ — шаг интегрирования по времени экспонирования; η_{uw} — узел схемы интегрирования ($w = \overline{1, W}$); p_w — весовые коэффициенты, время в дискретном виде

$$t_{uwi} = \xi_i + \eta_{uw}\Delta\tau.$$

В u -й момент времени на i -м интервале экспонирования подынтегральные выражения ИФВ по экспозиции и смазу изображения запишутся соответственно в дискретном виде

$$Q_{nui} = \sum_w p_w E_n[\Omega(t_{uwi})] A_n[\Omega(t_{uwi})], \quad (49)$$

$$L_{nui} = \sum_w p_w \|\mathbf{v}_n[\Omega'(t_{uwi})]\|. \quad (50)$$

Далее запишем дискретный аналог связанных интегральных уравнений

$$\Delta\tau \sum_{u=1}^{U_i^{(\min)}} Q_{nui} = H_{\min}, \quad \Delta\tau \sum_{u=1}^{U_i^{(\min)}} L_{nui} = \delta_{\min}; \quad (51)$$

$$\Delta\tau \sum_{u=1}^{U_i^{(\max)}} Q_{nui} = H_{\max}, \quad \Delta\tau \sum_{u=1}^{U_i^{(\max)}} L_{nui} = \delta_{\max}. \quad (52)$$

Искомое время экспонирования запишем в виде

$$\tau_{ni} = f(U_i)\Delta\tau, \quad U_i = \{U_i^{(\min)}, U_i^{(\max)}\}, \quad (53)$$

где $f(U_i)$ — априори неизвестный верхний предел суммирования. В сущности, неизвестными здесь

являются $\Delta\tau$ и $f(U_i) \leq U_i$, а не время экспонирования. Каждое из уравнений (51) и (52) совместно с (53) образует замкнутую систему уравнений, решить которую не менее затруднительно, чем (32) и (38) известными методами (Манжиров, Полянин, 2000). В связи с этим следует отметить, что в работе последних приводится алгоритм решения интегрального уравнения с вырожденным произвольным ядром методом квадратур. Согласно алгоритму, на каждой последующей итерации добавляется еще один член суммы, с помощью которой представляется вырожденное ядро. Поскольку в рамках данной статьи вырожденное ядро равно единице, то представлять его [ядро] в виде сходящегося ряда нет необходимости. Поэтому выполняем следующее.

Пусть каждое искомое τ_{ni} имеет верхним пределом априори недостижимое значение τ_{\max} . В частном случае, если реализуется ограничение τ' , то $\tau_{\max} = \tau'$. Определим $\Delta\tau$ таким образом, чтобы в (49) и (50) фиксировались моды функции прямой освещенности. В качестве самого простого варианта выберем неравенство

$$\Delta\tau \rightarrow \Delta\tau' \leq \lambda V_{\oplus}^{-1}, \quad (54)$$

где V_{\oplus} – линейная скорость перемещения подспутниковой точки КА, λ – линейное разрешение на местности. Подставляя τ_{\max} и $\Delta\tau'$ в (53), получаем экстремальное значение верхнего предела суммирования U' , которое при введенных ограничениях еще не удовлетворяет ИФВ, так как $U' = U_i$. Поэтому разделим обе части уравнений (51) и (52) на $\Delta\tau'$ и определим функцию верхнего предела суммирования каждой из четырех сумм

$$f_{ni}^{(1)} = \sum_{u=1}^{U'} G \left[\frac{H_{\min}}{\Delta\tau'} - \sum_{v=1}^u Q_{niv} \right], \quad (55)$$

$$f_{ni}^{(2)} = \sum_{u=1}^{U'} G \left[\frac{H_{\max}}{\Delta\tau'} - \sum_{v=1}^u Q_{niv} \right],$$

$$f_{ni}^{(3)} = \sum_{u=1}^{U'} G \left[\frac{\delta_{\min}}{\Delta\tau'} - \sum_{v=1}^u L_{niv} \right], \quad (56)$$

$$f_{ni}^{(4)} = \sum_{u=1}^{U'} G \left[\frac{\delta_{\max}}{\Delta\tau'} - \sum_{v=1}^u L_{niv} \right].$$

где $U' = \tau_{\max}/\Delta\tau' = \text{const}$. При подстановке (55) и (56) в (53) и последующем суммировании получаем решение (51)-(52) в виде функционального включения

$$D_{ni} \in [f_{ni}^{(1)} \Delta\tau', f_{ni}^{(2)} \Delta\tau'] \cap [f_{ni}^{(3)} \Delta\tau', f_{ni}^{(4)} \Delta\tau']. \quad (57)$$

При переходе к функционалу времени экспонирования на основе включений (57) приходим к форме записи, отличающейся от (33)

$$\tilde{\tau}(t) = \sum_{i=1}^I C_i(t) \bigcap_{n=1}^N D_{ni}. \quad (58)$$

ОПТИМАЛЬНОЕ ВРЕМЯ ЭКСПОНИРОВАНИЯ

В рамках вычислительной модели функционал (58) имеет фиксированный нижний предел значений, равный $\Delta\tau'$. Линейная зависимость минимального значения времени экспонирования от линейного разрешения на местности есть

$$\tau_{\min}(w, \lambda) = \Delta\tau' \sim \lambda. \quad (59)$$

При плановой съемке имеет место функциональная зависимость $\lambda = \lambda(w)$, а при перспективной съемке соотношение между λ и w всегда является независимым. Верхний предел времени экспонирования является переменным, и по результатам вычислительных экспериментов при

$$H_{\min} = 1 \text{ мДж/м}^2, \quad H_{\max} = (5 \pm 3)H_{\min}, \quad (60)$$

$$\max(\delta) \leq 30 \text{ мкм.}$$

и полной компенсации скорости движения изображения в точке O (рис. 8 и 9), является не зависящим от λ , но зависящим от w .

Пусть для каждого n -го фрагмента изображения на каждом i -м маршруте известны значения (55) и (56). С целью поиска $\tau_{\text{опт}}$ введем функцию дискретного аргумента, определяющую пересечения интервалов в (58) на u -м шаге суммирования

$$\Theta_{ni}(u) = G \left[G(u - f_{ni}^{(1)}) - G(u - f_{ni}^{(2)}) - G(u - f_{ni}^{(3)}) + G(u - f_{ni}^{(4)}) - 1 \right]. \quad (61)$$

Сумма

$$J_i(u) = \sum_n \Theta_{ni}(u) \quad (62)$$

определяет количество фрагментов изображения, для которых экспозиция H_{ni} характеризуется временем экспонирования

$$\Delta\tau'[(u - 0.5) \pm 0.5], \quad u \geq 1. \quad (63)$$

Вероятность выбора $\tau_{\text{опт}}$ в интервале возможных значений $[\tau_{\min}, \tau_{\max}]$ равна 1, а на u -м шаге

$$p_i(u) = J_i(u) \left[\sum_{u=1}^{U'} J_i(u) \right]^{-1}. \quad (64)$$

По этой причине $\tau_{\text{опт}}$ определяется таким значением аргумента, при котором вероятность (64) максимальна, а космический снимок будет иметь максимальное количество полноценно экспони-

руемых фрагментов, являясь по этой причине наиболее информативным по сравнению с другими менее вероятными состояниями. С целью поиска значения u , обеспечивающего максимум функции (64), введем функцию дискретного аргумента

$$S_i(u) = G \left[\frac{p_i(u) - p_i(u-1)}{u+1} - \frac{p_i(u-1)}{u} \right] + G \left[\frac{p_i(u) - p_i(u+1)}{u+1} - \frac{p_i(u+1)}{u+2} \right] - 1. \quad (65)$$

Функция (65) имеет три возможных значения: “-1” характеризует отсутствие полноценно экспонируемых фрагментов изображения, “0” – наличие полноценно экспонируемых, а “1” – наличие локальных максимумов среди полноценно экспонируемых фрагментов изображения. Тогда значение верхнего предела времени экспонирования на всех возможных шагах суммирования определяется функцией

$$T_i'(u) = u \Delta \tau' G[J_i(u)], \quad (66)$$

а положение каждого глобального максимума – функцией

$$T_{\text{опт}}'(u) = u \Delta \tau' G[S_i(u)]. \quad (67)$$

Ввиду того, что уменьшение времени экспонирования гарантирует уменьшение смаза, оптимальное время экспонирования как функция дискретного аргумента определяется как

$$\tau_{\text{опт}}^{(i)} = \sum_{u=1}^{U'} T_{\text{опт}}'(u) / \sum_{u=1}^{U'} G[T_{\text{опт}}'(u)] \Leftrightarrow \tau_{\text{опт}}^{(i)} = T_{\text{опт}}' [u_{\text{опт}}^{(i)}] = T_i' [u_{\text{опт}}^{(i)}], \quad (68)$$

где значение шага суммирования, при котором реализуется искомое значение (68), есть

$$u_{\text{опт}}^{(i)} = \frac{\tau_{\text{опт}}^{(i)}}{\Delta \tau'}. \quad (69)$$

Таким образом, неравенство (63) в макромасштабах времени согласно (29) и (58) приводится к неравенству вида

$$\sum_{i=1}^I \tau_{\text{опт}}^{(i)} C_i(t) \leq \Omega(t) \leq \sum_{i=1}^I [\tau_{\text{опт}}^{(i)} + \Delta \tau'] C_i(t). \quad (70)$$

Пренебрегая нелинейностью изменений поля освещенности за интервал шириной $\Delta \tau'$, будем считать единственным значением $\tau_{\text{опт}}$ минимальное значение (70), обеспечивающее минимальное значение смаза, т.е.

$$\Omega(t) = \sum_{i=1}^I \tau_{\text{опт}}^{(i)} C_i(t). \quad (71)$$

В результате, идентификация функционала (58) в виде суперпозиции функций дискретного аргу-

мента с помощью преобразований (59)–(69) сводится к вычислению времени экспонирования (71) в пределах интервалов экспонирования с использованием решения системы ИФВ. Следует заметить, что вывести какую-либо аналитическую зависимость изменения величины (68) в зависимости от u не представляется возможным, так как $G[J_i(u)] = G[S_i(u)]$ при переходе к равенству аргументов в виде выражения $J_i(u) = S_i(u)$ нарушает корректность дальнейших преобразований ввиду бинарности значений функции $G(x)$. Таким образом, решение системы ИФВ по экспозиции и смазу изображения представленным численным методом не представляется возможным обобщить в классе элементарных функций, а сравнение эффективной выдержки и оптимального времени экспонирования может быть выполнено только в конкретном случае.

Некоторые результаты сравнительного анализа при ограничениях (60), накладываемых на эффективную выдержку, проанализируем ниже. В рамках одного маршрута сравнению подлежат $\tau_{\text{опт}}^{(i)}$ и значения эффективной выдержки в полосе

$$\tau \in \langle \bar{E} \rangle^{-1} [H_{\min}, H_{\max}], \quad H_{\min} \leq \Lambda \leq H_{\max}. \quad (72)$$

В качестве примера на рис. 20 приведены графики распределения сравниваемых времен экспонирования при $H_{\max} = 5H_{\min}$ в зависимости от величины линейного разрешения на местности, где согласно (59) предполагалось, что $\Delta \tau' \sim \lambda$. Горизонтальные штрих-пунктирные линии 4а и 4б на рис. 20 и 21 определяют соответственно нижнюю и верхнюю границы диапазона (72)₁.

Линия 1 определяет оптимальное время экспонирования без учета смаза изображения; 2 – оптимальное время экспонирования с ограничением при максимально допустимом по полю $\delta = 10$ мкм; 3 – при $\delta = 20$ мкм. При некоторых значениях λ наблюдается совпадение графиков (например, при $\lambda = 1.5–14.5$ м): при таких λ за время экспонирования $\delta < 10$ мкм и при текущем значении w смаз не оказывает влияния на время экспонирования.

Значения $\tau_{\text{опт}}$ без учета смаза изображения ограничиваются сверху допустимыми значениями λ , которые не могут превышать поперечного размера сегмента поверхности Земли, охватываемого конусом поля зрения оптической системы. На рис. 21 приведен график линии 1 (см. рис. 20), продолженной в область значений и включающую допустимые значения эффективной выдержки. При этом при $\delta = 10$ мкм зависимость $\tau_{\text{опт}} = \tau_{\text{опт}}(\lambda)$ обращается в ноль при $\lambda = 120$ м (внутри диапазона (72)₁), а при $\delta = 20$ мкм – при $\lambda = 250$ м, т.е. за пределами диапазона (72)₁. Следовательно, при больших λ , по сравнению с указанными, $\tau_{\text{опт}}$ теряет смысл, так как шаг интегри-

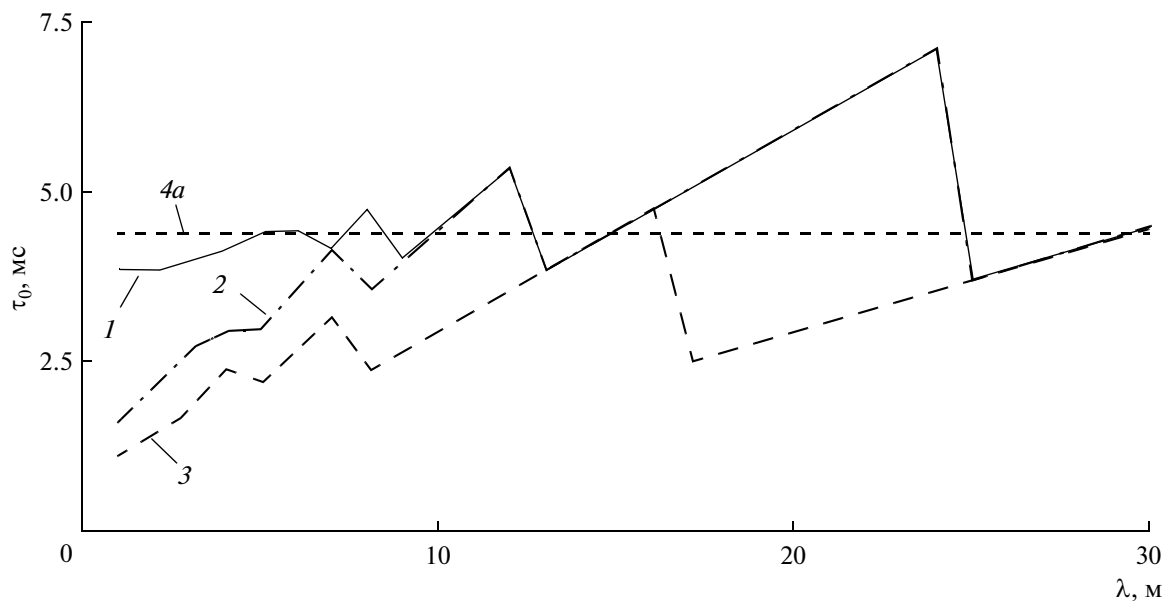


Рис. 20. Оптимальное время экспонирования с учетом смаза изображения при $w = 500$.

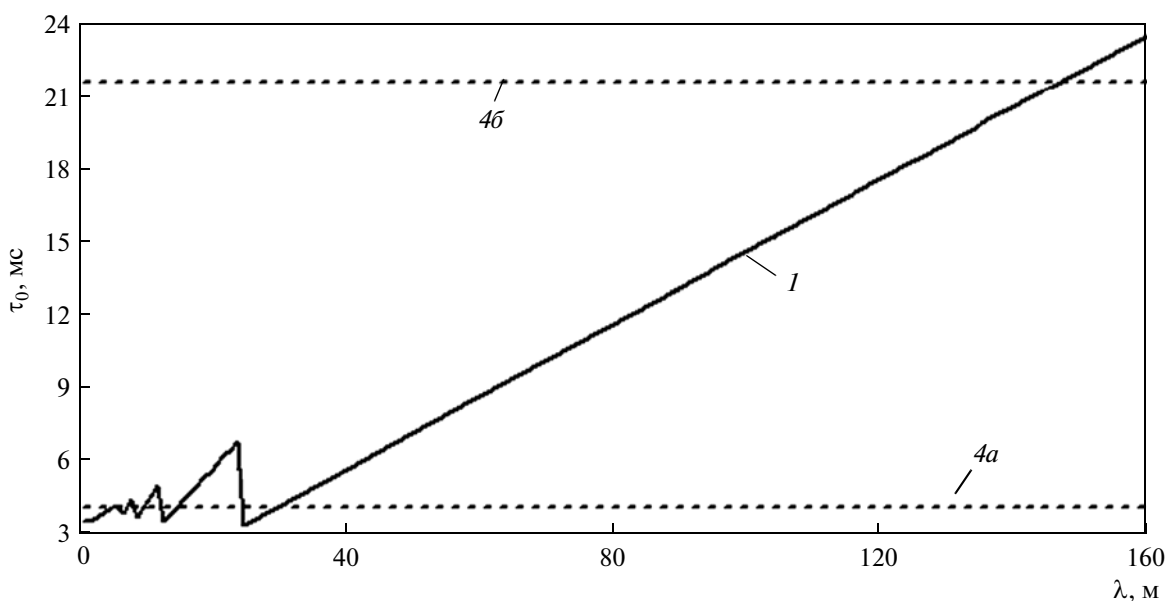


Рис. 21. Оптимальное время экспонирования без учета смаза изображения в диапазоне предельных значений эффективной выдержки.

рования $\Delta t'$ превышает значение самого времени экспонирования, в результате чего $\tau_{\text{опт}}$ и обращается в ноль.

Резюмируя изложенное выше и учитывая, что эффективная выдержка вычислима через Λ , ее отличие от $\tau_{\text{опт}}$ заключается в том, что $\tau_{\text{опт}}$ вычислимо более точно — с погрешностью $0.5\Delta t'$, потенциально много меньшей, чем ширина интервала $(72)_1$. Кроме того, из анализа функции $\tau_{\text{опт}}(\lambda)$ при разных

w в изменениях значений $\tau_{\text{опт}}$ обнаруживается незначительная зависимость от w при $\lambda > 140$ м. Поэтому единственное значение $\tau_{\text{опт}}$, определяемое выражением (68), является оптимальным с точки зрения обеспечения охвата наибольшего количества полноценно экспонируемых фрагментов. Оно же оптимально и в случае применения полученных результатов в оценке качества изображения или восстановлении смазанных изображений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потенциально возможные состояния поля яркости неравнояркой поверхности Земли неисчерпаемы по количеству и многофакторности физического воздействия на процесс экспонирования космических снимков. Поэтому математическая модель экспонирования снимков неравнояркой поверхности Земли содержит комплекс математических моделей, описывающих динамику полей освещенности и этапы вычисления оптимального времени экспонирования.

В первых трех разделах (после введения) поля освещенности представлены в виде средних интегральных по времени функций распределения прямой и фоновой освещенности, предопределено понятие неравнояркой поверхности Земли, а для вычисления полей освещенности выходного зрачка бленды предложены система координат (т.е. СГСК) и метод вычисления геометрического фактора, основанный на равноплощадном разделении поверхности Земли. Корректно определены с помощью функций яркости Солнца, Луны и Земли условия наступления критической освещенности. По результатам вычислительных экспериментов выявлено влияние физических условий космической съемки на распределение компонентов полей освещенности (оно чаще всего комбинированно), а также показано, что при малых углах поля зрения оптической системы повышается вероятность получения неполноценно экспонированного, малоинформативного изображения поверхности Земли.

В следующих трех разделах производится подготовка к решению ИФВ. Формально, при решении системы ИФВ природа образования поля освещенности не важна. Поэтому в рамках статьи не рассматривался этап образования изображения фотографируемой поверхности Земли оптической системой, а при решении предполагалось, что экспозиция фотографического изображения пренебрежимо мало отличается от экспозиции оптического изображения, формируемого на поверхности Υ . В построении полей локальной освещенности на этой поверхности учитываются изменения локальной яркости поверхности Земли и влияние смаза на качество изображения.

В последнем разделе показано физическое различие между эффективной выдержкой и оптимальным временем экспонирования, которое заключается в том, что первая вычисляется при условии пренебрежения неоднородностью поля освещенности, а $\tau_{\text{опт}}$ представляет собой качественно независимую характеристику процесса экспонирования, так как определяется суперпозицией функциональных включений и без ограничений применима при любом неоднородном поле освещенности.

Математическая модель экспонирования снимков неравнояркой поверхности Земли, представленная в данной статье, обобщает классический подход к экспонированию снимков и может дополняться по мере необходимости уравнениями и условиями (включая локальные), существенно расширяя применимость к оценке качества изображения и восстановления смазанных изображений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.П.* Теория движения искусственных спутников Земли. М.: Наука, 1977. 360 с.
- Атмосфера: Справочник / Под ред. Ю.С. Седунова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
- Батраков А.С.* Прогнозирование скорости сдвига оптического сдвига изображения при съемке земной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 1984. № 1. С. 79–85.
- Батраков А.С.* Общая модель расчета и анализа скорости сдвига оптического изображения // Исслед. Земли из космоса. 1989. № 4. С. 99–106.
- Бондур В.Г.* Моделирование двумерных случайных полей яркости на входе аэрокосмической аппаратуры методом фазового спектра // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 5. С. 28–44.
- Бондур В.Г., Аржаненко Н.И., Линник В.Н., Титова И.Л.* Моделирование многоспектральных изображений динамических полей яркости // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 2. С. 3–17.
- Василенко Г.И., Тараторин А.М.* Восстановление изображений. М.: Радио и связь. 1986. 304 с.
- Волосов Г.С.* Фотографическая оптика. М.: Искусство, 1971. 672 с.
- Зуев В.Е., Наац И.Э.* Современные проблемы атмосферной оптики. Т.7. Обратные задачи оптики атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 287 с.
- Ибрагимов И.Д., Скребушевский Б.С.* Определение интервалов и дат наступления критических условий освещенности бортовых приборов космических аппаратов // Космич. исслед. 1985. Т. 25. № 1. С. 141–147.
- Калайда В.Т., Молчунов Н.В., Сапожников С.В.* Метод коррекции пространственно-инвариантных искажений изображений // Оптика атмосферы и океана. 1988. Т. 1. № 8. С. 116–121.
- Копала З.* Физика и астрономия Луны. М.: Мир, 1973. 319 с.
- Манжиров А.В., Полянин А.Д.* Справочник по интегральным уравнениям. Методы решения. М.: Факториал Пресс, 2000. 384 с.
- Миллер Б.М., Рубинович Е.Я.* Компенсация сдвига изображения при съемке с использованием ПЗС в режиме задержки и интегрирования // Информ. процессы. 2007. Т. 7. № 1. С. 45–54.
- Мишин И.В., Овечкин В.Н.* Моделирование фотометрических условий аэрокосмической фотосъемки земной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 1. С. 58–63.
- Романов А.Е., Куклев И.К.* Расчет точности привязки космофотоснимков КТА к планово-высотной основе карт // Геодезия и картография. 2002. № 11. С. 25–31.

Романов А.Е. Моделирование многократных отражений в блендах с коническими диафрагмами // Оптич. журн. 2007. Т. 74. № 7. С. 42–46.

Романов А.Е. Диффузное отражение в светозащитных блендах // Оптич. журн. 2008а. Т. 75. № 8. С. 36–41.

Романов А.Е. Термомеханическая расстраиваемость светозащищенных диоптрических систем // Вестн. СамГУ. 2008б. Т. 65. № 6. С. 290–308.

Романов А.Е. Построение сетки граничных элементов на асферических поверхностях // Математическое и компьютерное моделирование естественнонаучных и социальных проблем / Под ред. Бойкова И.В. Пенза: Приволжский дом знаний, 2009. С. 37–40.

Романов А.Е. Метод решения системы интегрально-функциональных включений, образованных неклассическими интегральными уравнениями // Математи-

ческое и компьютерное моделирование естественнонаучных и социальных проблем / Под ред. Бойкова И.В. Пенза: Приволжский дом знаний, 2010. С. 58–60.

Скляр Ю.А., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Альbedo, поглощенная солнечная радиация и уходящая длинноволновая радиация по материалам атласов NASA США // Изв. Саратовского ун-та. Сер. Науки о Земле. 2009. Т. 9. № 1. С. 44–55.

Урмаев М.С. Космическая фотограмметрия. М.: Недра, 1989. 279 с.

Чеботарев Г.А. Аналитические и численные методы небесной механики. М.: Наука, 1965. 359 с.

Pinker R.T., Lazlo I. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale // J. Appl. Meteorol. 1992. V. 31. № 2. P. 194–211.

Mathematical Model of Exposure the Non-Equbright Earth's Surface Images

A. E. Romanov

Samara State University, Samara

The complex of the mathematical models included in model of exhibiting of space pictures is presented: light distribution (from non-equbright surface of the Earth; the Sun, the Moon), change of orientation of the space vehicle during space shooting, approach of critical conditions of light illumination, functioning process light-protecting hoods optical system, etc. Results of modeling of dynamics of direct and background light illumination of a target pupil light-protecting hood optical system in macroscale time are presented and analyzed. Construction of system of the integrally-functional inclusions modeling process of exhibiting in milliscale time is executed. Function of distribution of modes of the direct light illumination, describing influence of objects of high brightness on process of exhibiting within the limits of stochastic model of brightness of a surface of the Earth is defined. The analysis of influence of objects of high brightness on fields of light illumination is carried out during planned and perspective shooting. The numerical method of the solution of system of integrally-functional inclusions and search of optimum time of exhibiting are formally stated. Distinction between effective endurance and optimum time of exhibiting is shown.

Keywords: illumination, exhibiting time, an exposition, light-protecting hood, albedo, integrally-functional inclusion, image shift, stochastic field of brightness

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ВАРИАЦИЙ НАД АВСТРАЛИЙСКИМ КОНТИНЕНТОМ ВО ВРЕМЯ ДЕЙСТВИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ РАЗЛИЧНОЙ МОЩНОСТИ

© 2012 г. Л. Б. Ванина-Дарт, Е. А. Шарков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН), Москва

E-mails: vandart@iki.rssi.ru; easharkov@iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 25.05.2012 г.

Продолжен поиск отклика тропического циклона (ТЦ) на вышележащую ионосферу на основе измерения полного электронного содержания в столбе ионосферы с сечением 1 см^2 (ПЭС) над Австралийским континентом во время действия ТЦ Yasi и Zaka различной мощности в конце января–начале февраля 2011 г. С момента зарождения ТЦ и до начала самой активной фазы над зоной действия и около нее в ионосфере наблюдается повышение значений параметров ПЭС (до 100%). Далее, над зоной локализации ТЦ и около, значения ионосферных параметров начинают падать (до 50%). Принципиальное отличие относительно воздействия на ионосферу со стороны тропического циклона с точки зрения уровня мощности ТЦ не выявлено. Можно полагать, что влияние ТЦ на ионосферу носит как волновой, так и зональный характер.

Ключевые слова: ионосферные слои, тропический циклон, спутниковое зондирование ионосферы, ионосфера низких широт

ВВЕДЕНИЕ

В конце января–начале февраля 2011 г. в районе Австралийского континента действовали два тропических циклона. Причем один из них – Yasi – прогнозировался максимальной (пятой) категорией мощности по шкале ураганов Саффира-Симпсона. Вслед за ним действовал ТЦ Zaka, который был “слабо-средней” мощности.

Как уже не раз отмечалось в публикациях авторов (Ванина-Дарт и др., 2008, 2010, 2011в), в последнее время немалое внимание уделяется поиску предполагаемого ионосферного отклика на важное тропосферное явление – тропический циклон (ТЦ). Точки зрения о возможном влиянии этого явления на ионосферу расходятся. Если в одних работах авторы находят возможный отклик тропических циклонов в нижней, верхней или даже во внешней ионосфере, то есть работы, в которых результат отрицателен. Наиболее полное состояние этого вопроса можно найти в статьях (Ванина-Дарт и др., 2010; 2011а, 2011б).

Цель данной работы – сопоставление возможных откликов тропических циклонов различной мощности на лежащую выше ионосферу. В основу работы взяты данные измерения ПЭС над Австралийским континентом. Данные являются собственностью Австралийского центра прогнозирования ионосферы.

О ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ YASI И ZAKA

В конце января–начале февраля 2011 г. над северо-западной частью Австралии прошел мощный ТЦ Yasi (рис. 1). В преддверии его “нашествия” на сушу прогнозировались бедствия в связи с его приближением к берегам Австралии. Власти штата Квинсленд даже эвакуировали местное население (рис. 2). Супертайфун Yasi (рис. 3, 4) обрушился между городами Иннисфейл (Innisfail, географические координаты: $17^{\circ}31'S$, $146^{\circ}01'E$) и Кардуэлл (Cardwell, 95 км южнее Иннисфейла) около полуночи по местному времени (в 14:00 UT 2 февраля 2011 г.) и нанес серьезный ущерб. ТЦ пересек побережье около известного австралийского курорта Mission Beach ($17^{\circ}52'S$, $146^{\circ}06'E$). Порывы ветра здесь составляли, по оценкам метеорологов, до 290 км/ч и также нанесли значительный ущерб. Высота поднятого уровня моря в сумме с ветровыми волнами достигала 7 м. Часть прибрежной инфраструктуры была разрушена (до 300 м вглубь страны), а часть территории затоплена. Ураганные ветры сопровождалась сильными грозовыми ливнями. Глаз ТЦ составлял 35 км, ширина вдоль побережья – 650 км. В целом ТЦ Yasi переместился с 14° до 24° ю.ш. и с 173° до 129° в.д.

Ранним утром 5 февраля РСМЦ (Региональный специализированный метеорологический центр) в Нади (о-ва Фиджи) сообщил о тропиче-

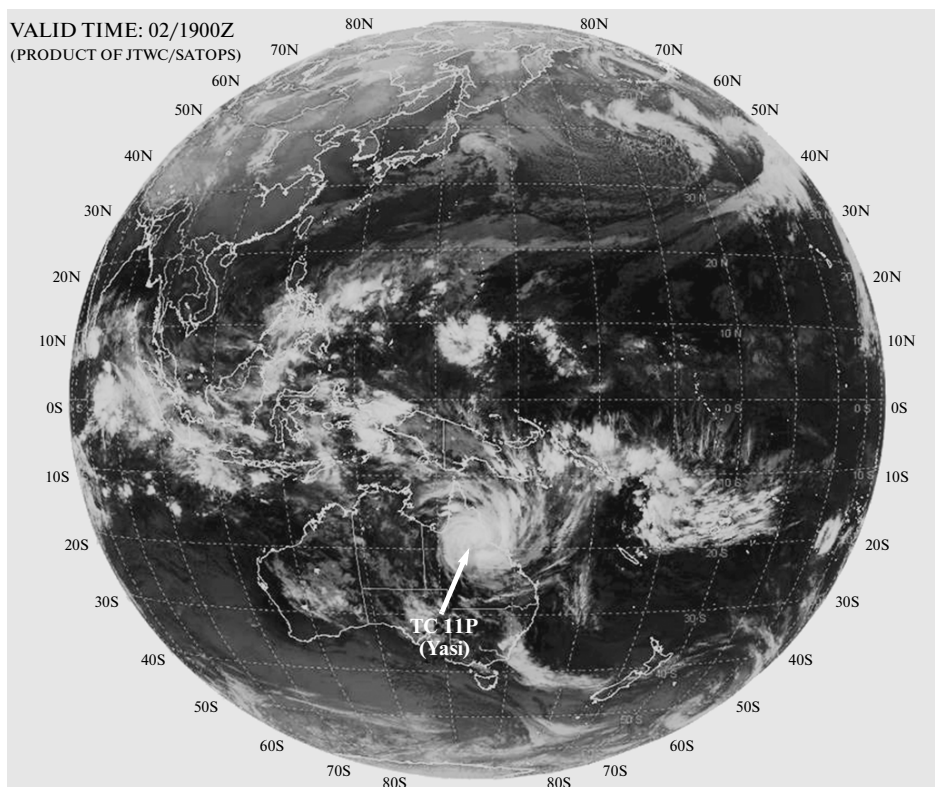


Рис. 1. Положение ТЦ Yasi по спутниковым данным центра прогнозирования циклонов JTWC в 19:00 UT 2 февраля 2011 г.

ском возмущении в окрестности около 200 км к юго-востоку от Нукуалофа (Nuku'alofa, географические координаты: 21°8'S, 175°12'E) в Тонге. В течение того же дня возмущение постепенно росло, перемещаясь на восток. Оно было классифицировано ЦПТЦ (Центр предупреждения о тропических циклонах) в Новой Зеландии как тропическая депрессия в тот же день. Усиление продолжалось и на следующий день (6 февраля), и тропическая депрессия “переросла” в стадию ТЦ с названием Zaka (рис. 5). Вскоре ТЦ Zaka пересек южную широту 25° и попал под контроль ЦПТЦ в Веллингтоне. В полночь того же дня ЦПТЦ в Веллингтоне присвоил ТЦ Zaka 2-ю категорию тропического циклона по шкале интенсивности ТЦ Австралийского региона (несколько отличной от шкалы Саффира-Симпсона). Ранним утром 7 февраля система начала ослабевать, достигнув 1-й категории ТЦ. В ночь на 8 февраля ЦПТЦ присвоил ТЦ Zaka стадию тропической депрессии. К концу того же дня ТЦ Zaka разрушился. В целом ТЦ Zaka (рис. 6), переместился с 19° до 36° ю.ш. и с 160° до 178° з.д.

ИОНОСФЕРНЫЕ ДАННЫЕ

На сайте Австралийского центра прогнозирования состояния ионосферы представлены еже-

часные региональные ионосферные карты. В основу взято измерение ПЭС над сектором поверхности Земли с географическими координатами от 10° до 50° ю.ш. и от 110° до 180° в.д. Помимо карты ПЭС, на сайте представлены карты отклонений ПЭС (единица измерения 10^{16} электрон/м²) от климатической эмпирической нормы, значений ПЭС, рассчитанным по моделям IRI и Klobuchar.

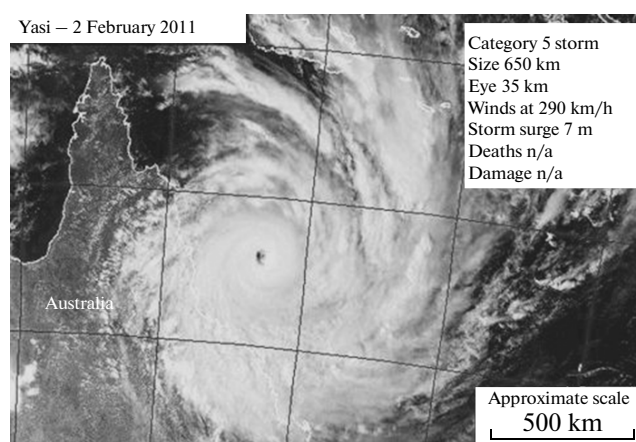


Рис. 2. Положение ТЦ Yasi над Австралией 2 февраля 2011 г. в момент “вторжения” на материк по спутниковым данным.

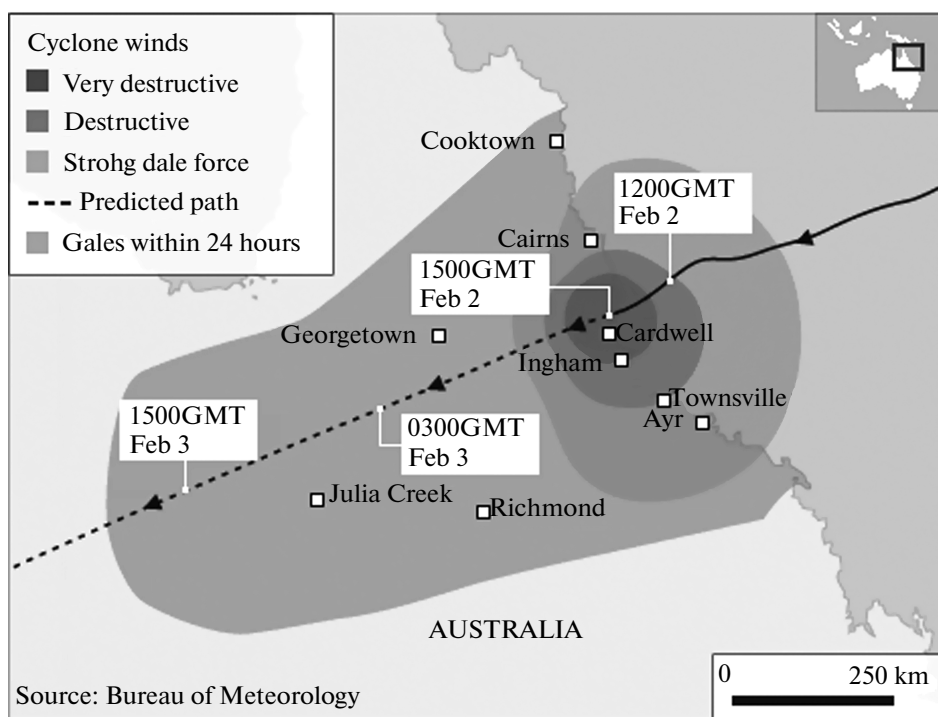


Рис. 3. Траектория прогнозируемого прохождения ТЦ Yasi с указанием областей разной мощности.

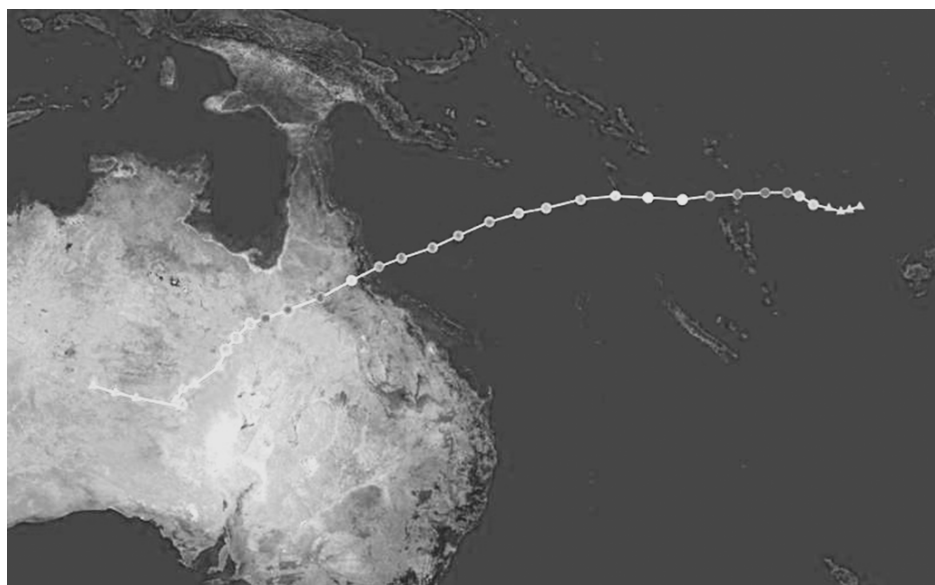


Рис. 4. Траектория реального прохождения ТЦ Yasi.

Поскольку в дальнейшем мы будем использовать карту отклонений ПЭС от климатической нормы, приведем ее описание. Карта в реальном времени является продуктом Службы ионосферных прогнозов Австралии. В результате вычитания рассчитанных с помощью климатической

модели значений ПЭС из реальных значений и получается карта климатических отклонений ПЭС. Климатическая модель ПЭС базируется на эмпирических ортогональных функциях (ЭОФ), построенных путем анализа ПЭС за 30-дневный период с интервалом в 15 мин. Функция ПЭС

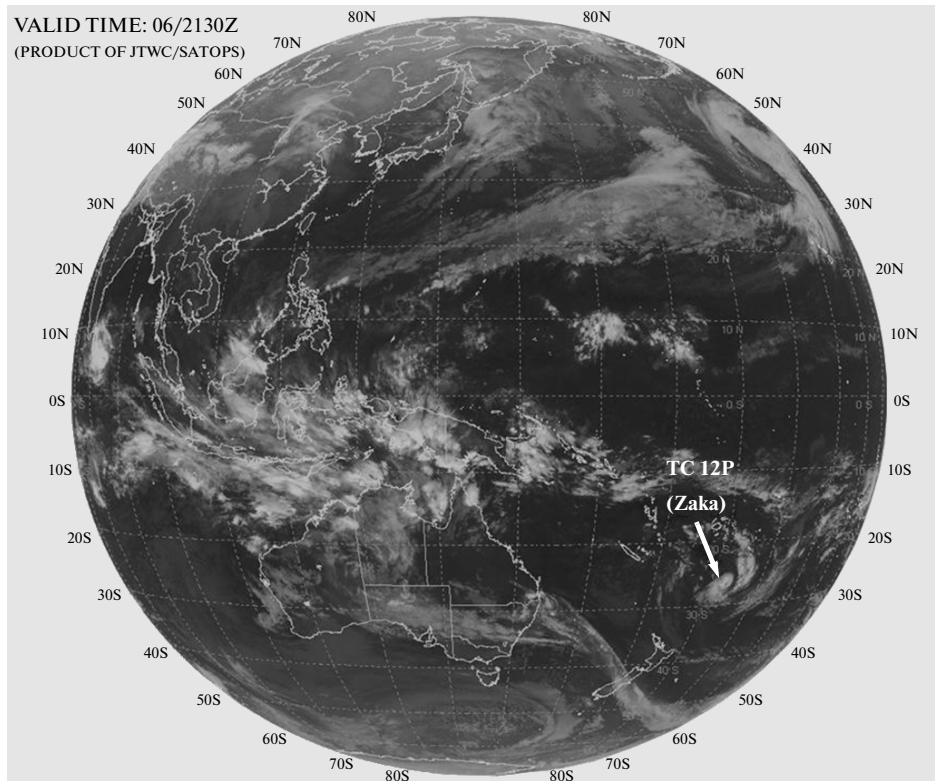


Рис. 5. Положение ТЦ Zaka по спутниковым данным центра прогнозирования циклонов JTWC в 21:30 UT 6 февраля 2011 г.

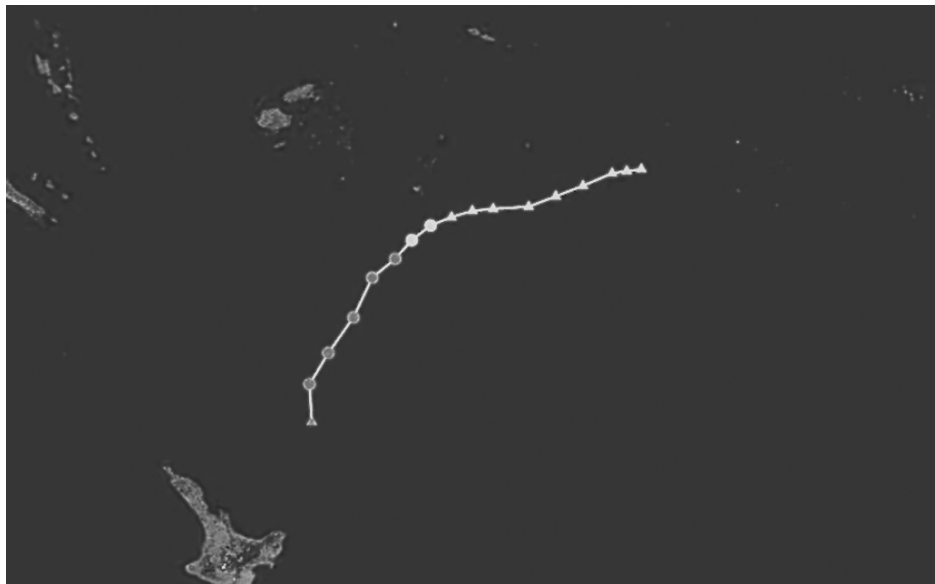


Рис. 6. Траектория реального прохождения ТЦ Zaka.

раскладывается на базисные предикторы. Как правило, находятся первые наиболее значимые четыре ЭОФ, которые могут расшифровать около 95% наблюдаемых отклонений в течение 30 дней. Итак, карта климатологии производится из ана-

лиза ЭОФ путем определения медианы коэффициентов ЭОФ в данный момент времени данного дня в течение 30-дневного периода. Карта отклонений ПЭС учитывает время суток, день года, сезон и солнечный цикл, что дает на выходе незави-



Рис. 8. Траектория реального прохождения ТЦ Yasi к моменту “вторжения” на материк.

симось остатков ПЭС от зенитного угла Солнца, сезона и солнечной активности.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

На рис. 7.1–7.12 (см. на цветн. вклейках) представлены карты отклонений ПЭС от климатической нормы с 1 по 9 февраля 2011 г. В данной работе представлены только те карты, которые являются наиболее значимыми. По данным сайта <http://weather.unisys.com/>, циклон Yasi был зафиксирован в 00:00 UT 30 января 2011 г. в стадии тропического шторма (географические координаты локализации: 13° ю.ш., 170° в.д.), а до этого имел стадию тропической депрессии (начиная с 00:00 UT 29 января). Ровно через сутки циклон перешел в первую стадию ТЦ по шкале ураганов Саффира-Симпсона. 1 февраля в 00:00 UT Yasi набрал скорость 3-й категории ТЦ, переместившись на 14° западнее от начальной точки нахождения (географические координаты локализации: 14° ю.ш., 156° в.д.). Как было описано выше, при вторжении на материк ему прогнозировали достижение 5-й категории ТЦ. Однако этого не произошло. С 12:00 UT 1 февраля по 12:00 UT 2 февраля (географические координаты локализации: 19° ю.ш., 143° в.д.) ТЦ Yasi имел 4-ю категорию ТЦ. Уже к 00:00 UT 3 февраля циклон ослабел и перешел в стадию тропического шторма. В 18:00 UT этого же дня (географические координаты локализации: 21° ю.ш., 139° в.д.) по 18:00 UT 6 февраля (географические координаты локализации: 24° ю.ш., 129° в.д.) циклон находился в стадии тропической депрессии. За 1 февраля (когда ТЦ еще не вторгся на материк) в нашем распоряжении имеются только две карты отклонений ПЭС – в 12

и 19 ч по UT. В полдень по UT мы видим две области пониженного содержания ПЭС на 2–4 единицы в области северной и западно-южной Австралии. Также в северной области карты видна значительная площадь повышенного содержания ПЭС. В 19:00 UT на карте представлены две области с повышенным (в северо-западной части) и пониженным (над Новой Зеландией) ПЭС.

В момент вторжения на материк в 14:00 UT 2 февраля севернее места вторжения ТЦ (18° ю.ш., 146° в.д.) находится область повышенного ПЭС с колебаниями отклонений до от 2 до 6 единиц ПЭС (рис. 8). В 15:00 UT в северо-западной части карты располагаются наибольшие разрывные области повышенного ПЭС. Интересно отметить, что направление возмущений находится на одной линии с областью нахождения ТЦ (рис. 7.1–7.2, 7.3–7.4 на цветн. вклейках).

Карты отклонений ПЭС 3 февраля в 05:00 и 06:00 UT отличаются особой неоднородностью возмущений. На юго-западе Австралии, где в 05:00 UT была зона повышенного ПЭС, через час она становится зоной более однородно пониженного ПЭС. Данный факт можно рассматривать как движение возмущенной области с востока Австралии, или как проявление волновых процессов. В это время, когда Yasi все еще находился в стадии тропического шторма (географические координаты локализации: 20° ю.ш., 141° в.д.), относительно недалеко от него и почти на одной параллели зародился другой ТЦ Зака дня (географические координаты локализации: 19° ю.ш., 161° в.д.). Впоследствии он перемещался на юго-восток (его последнее местоположение зафиксировано в 06:00 UT 8 февраля в стадии депрессии с гео-

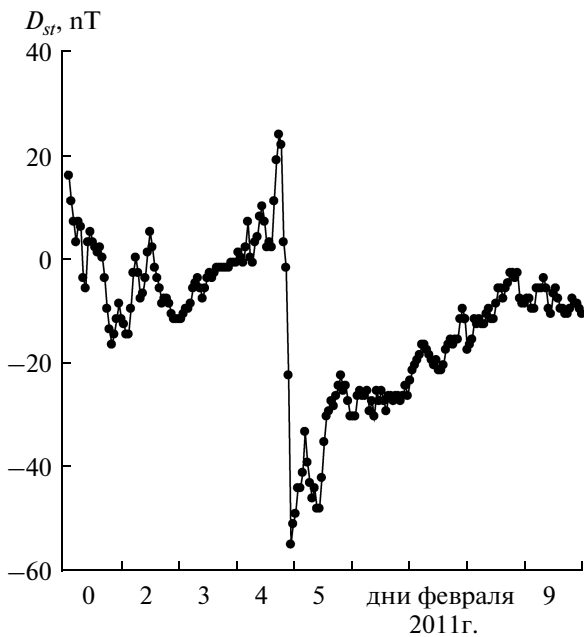


Рис. 9. Изменение величины индекса D_{st} в первой декаде февраля 2012 г.

графическими координатами: 37° ю.ш. и 178° в.д.) (рис. 7.5–7.6 там же).

В 14:00 UT 5 февраля (рис. 7.7 на цветн. вклейках) область повышенного ПЭС находилась над Новой Зеландией, которая несколько истощилась через 1 ч (рис. 7.8 там же). Зона пониженного ПЭС в северо-западной части карты также уменьшилась через час. В это время ТЦ Yasі находился в точке с координатами: 25° ю.ш. и 144° в.д., ТЦ Zaka — с координатами: 22° ю.ш. и 173° з.д. ТЦ Zaka еще не перешел в стадию тропического шторма по шкале ураганов Саффира-Симпсона. Но, как мы видим на рисунках, над ним явно находится зона повышенного ПЭС. Та же картина наблюдается и в 19:00 UT 5 февраля и в 11:00 UT 6 февраля. 6 февраля ТЦ Zaka достиг стадии тропического шторма. Максимального увеличения отклонения величины ПЭС до 8×10^{16} электрон/м² достигли в 14:00 UT этого дня, что по сравнению с величиной ПЭС, измеренной 2 февраля, составляет увеличение в 2 раза. Стоит отметить, что, начиная с 5 февраля, спутниками GOES 11 и 13 были зафиксированы значительные повышения интенсивности электронов с энергиями от 0.6 до 2 МэВ. Также вечером 4 февраля отмечалась геомагнитная буря (рис. 9) — в 22:00 UT индекс D_{st} по модулю составлял 56 нТ (что соответствует слабой геомагнитной буре). До полудня 5 февраля значения D_{st} по модулю не опускались до 40 нТ. Мы полагаем, что карты климатических отклонений ПЭС не зависят от параметров, связанных с отмеченными событиями. И этот факт находит отражение на указанных картах. Но положение “облака” повы-

шенной ПЭС (превышая нормы в 6 раз) над местом локализации ТЦ скорее всего связано именно с этим ТЦ. Мы пока не делаем выводов о связи выбросов электронов и ТЦ и ионосферой в этой статье. Авторы планируют посвятить этому вопросу другую работу.

На рис. 7.11 и 7.12 (на цветн. вклейках) мы видим отчетливое “облако” пониженного ПЭС, которое несколько южнее места нахождения ТЦ Zaka. Но уже в дальнейшем оно постоянно присутствует на картах. Факт понижения ПЭС уже отмечался в других работах. Скорее всего, это связано с фактом длительности функционирования ТЦ и выбросов водяного пара при этом в атмосферу. Причем складывается впечатление, что эта область стремится распространяться на запад. В 21:00 UT 7 февраля мы видим лишь ее небольшие остатки. На последующих картах это облако уже отсутствовало. На рис. 7.13–7.14 (на цветн. вклейках) область пониженного ПЭС также находится над Новой Зеландией и над ТЦ.

ВЫВОДЫ

Впервые осуществлена попытка поиска отклика верхней ионосферы от ТЦ масштабнo. Предыдущие работы анализировали либо “точечные” ионосферные данные (т.е. над какой-то географической точкой), либо данные “разреза” (т.е. над несколькими географическими точками). Стало очевидным, что пространственные ограничения ионосферного материала не дают полноценных выводов о возможном влиянии ТЦ. Необходимо рассматривать ионосферный материал как над самим ТЦ, так и над его близкими и дальними окрестностями, поскольку отклик может быть обнаружен в любом из указанных мест.

В данной работе авторы впервые анализировали результаты большого участка ионосферы над сектором поверхности Земли с географическими координатами от 10° до 50° ю.ш. и от 110° до 180° в.д. Осуществлена возможность отслеживания изменчивости ионосферы в окрестностях около 20° по радиусу от точки нахождения ТЦ за достаточно длительный срок. На основе уникального материала были сделаны следующие выводы:

1) с момента зарождения ТЦ и до начала его самой активной фазы над зоной его действия и около в ионосфере наблюдается повышение значений ее параметров (до 100%). Далее картина меняется. Это означает, что над зоной локализации ТЦ и около значения ионосферных параметров начинают падать (до 50%);

2) предполагаемое влияние ТЦ на ионосферу может носить как волновой, так и зональный характер. Образуются возмущенные зоны (с пониженным или повышенным содержанием элек-

тронов), которые медленно распространяются со временем;

3) авторам не удалось выявить принципиальные отличия о влиянии уровня мощности ТЦ на ионосферу. Возможно, их не удалось выявить в силу наличия геомагнитной бури во время действия слабого ТЦ. Либо данный вывод можно трактовать как означающий, что наличие геомагнитной бури усиливает эффект влияния ТЦ на ионосферу. Данный вопрос пока остается открытым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ванина-Дарт Л.Б., Покровская И.В., Шарков Е.А. Реакция нижней экваториальной ионосферы на сильные тропосферные возмущения // Геомагнетизм и аэрномия. 2008. Т. 48. № 2. С. 255–260.

Ванина-Дарт Л.Б., Романов А.А., Шарков Е.А. Влияние тропического циклона на верхнюю ионосферу по данным томографического зондирования над о-вом. Сахалин // Соврем. пробл. дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 1. С. 173–189.

Ванина-Дарт Л.Б., Романов А.А., Шарков Е.А. Вариации критической частоты ионосферного слоя F2 по данным томографического зондирования при прохождении тропического циклона // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 3. С. 30–39

Ванина-Дарт Л.Б., Романов А.А., Шарков Е.А. Влияние тропического циклона на верхнюю ионосферу по данным томографического зондирования над о-вом Сахалин в ноябре 2007 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2011. Т. 51. № 6. С. 30–37.

Ванина-Дарт Л.Б., Романов А.А., Шарков Е.А. Вариации ионосферного слоя F2 под влиянием тропического циклона по данным радиозондирования // Соврем. пробл. дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3.

The Comparison of Ionospheric Variations Over the Australian Continent During the Activity of Different Power Tropical Cyclones Yasi and Zaka

L. B. Vanina-Dart, E. A. Sharkov

Space Research Institute, Moscow

The authors of this paper continue to search for the tropical cyclone (TC) response in the overlying ionosphere by measuring the TEC (total electron content of the ionosphere in a colu response mn with a cross section of 1 cm²) over the Australian continent at the time of the most powerful TC Yasi and TC Zaka. These two TC acted in late January and early February 2011 on the Australian continent. From the inception of the cyclone and the beginning of its most active phase over the zone of its action and about in the ionosphere observed increase in the values of its parameters (up to 100%). Further localization of the area around the TC and the values of ionospheric parameters begin to fall (50%). The authors suggest that the influence of TC on the ionosphere has a wave and zone character.

Keywords: ionospheric layers, tropical cyclone, satellite sensing of ionosphere

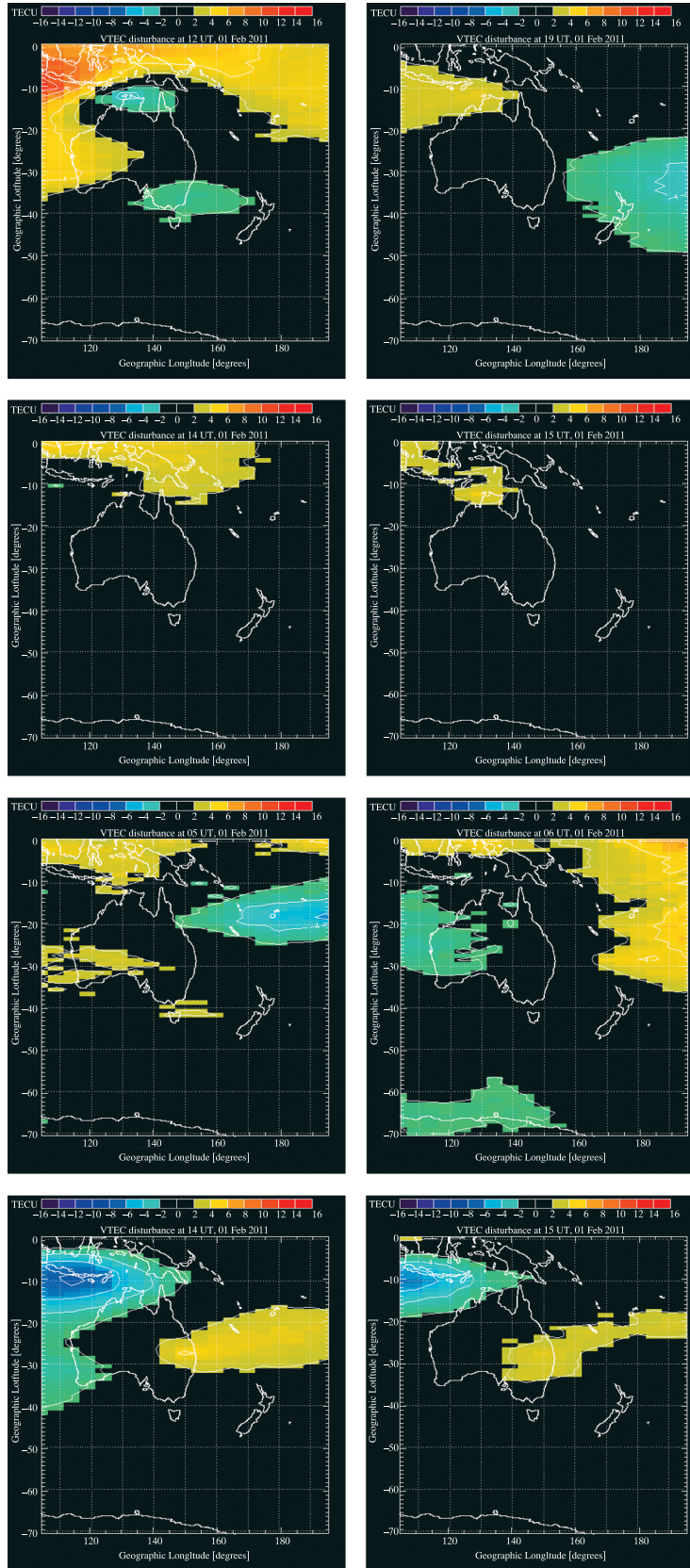


Рис. 7.1–7.8. Региональная карта отклонений вертикального ПЭС (VTEC) от климатической нормы (TECU – единица TECU): 7.1 – 1 февраля в 12:00 UT; 7.2. – 1 февраля в 19:00 UT; 7.3. – 2 февраля в 14:00 UT; 7.4. – 2 февраля в 15:00 UT; 7.5 – 3 февраля в 05:00 UT; 7.6 – 3 февраля в 06:00 UT; 7.7 – 5 февраля в 14:00 UT; 7.8 – 5 февраля в 15:00 UT.



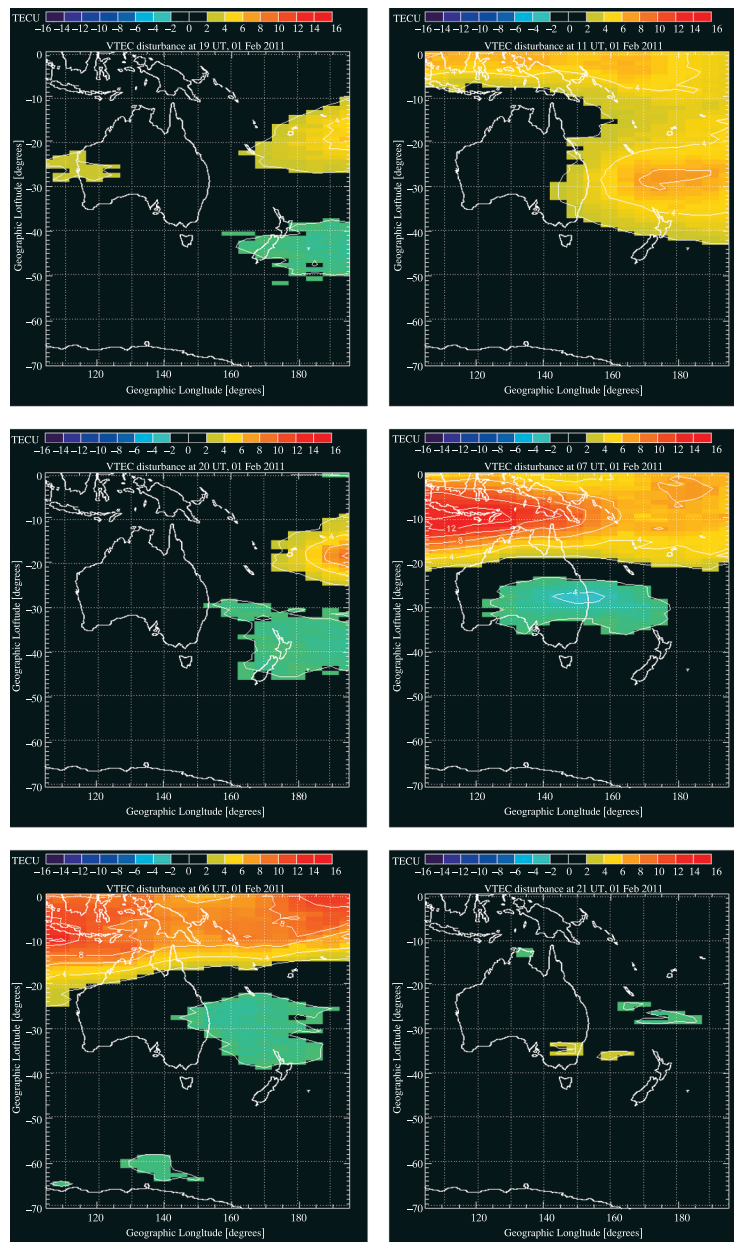


Рис. 7.9–7.14. Региональная карта отклонений вертикального ПЭС (VTEC) от климатической нормы (TECU – единица TEC): **7.9** – 5 февраля в 19:00 UT; **7.10** – 6 февраля в 11:00 UT; **7.11** – 6 февраля в 20:00 UT; **7.12** – 6 февраля в 21:00 UT; **7.13** – 7 февраля в 06:00 UT; **7.14** – 7 февраля в 21:00 UT.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ И СУДОВЫХ ДАННЫХ О ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2012 г. Т. А. Алексеева*, С. В. Фролов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

**E-mail: taa@aari.ru*

Поступила в редакцию 20.03.2012 г.

Для сравнения с данными визуальных наблюдений были использованы данные SSM/I с информацией по общей сплоченности, рассчитанной по алгоритму NASA Team. При сравнении спутниковых изображений с судовыми данными, полученными в ходе 15-ти научных экспедиций в районе Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей, были выявлены существенные различия. Наиболее ярко выраженные различия наблюдаются в районе кромки льда, они обуславливают погрешности в оценке общей сплоченности и ледовитости, что затрудняет их использование в решении практических и научных задач. В целом методы дистанционного зондирования (ДЗ) недооценивают реальную сплоченность ледяного покрова: средняя ошибка составляет порядка 10%, как в летний, так и в зимний периоды. Статистический анализ сравнения двух источников информации проведен для различных градаций сплоченности, отдельно для зимнего и летнего сезонов, для сплоченности льда с учетом и без учета начальных видов. В летний период в районе редких льдов SSM/I данные завышают общую сплоченность на 0.5–1 балл, в сплоченных – занижают в среднем на 2 балла. При вычитании из общей сплоченности, определенной с борта судна, начальных льдов средняя ошибка понижается до –3.4%. Зимой в редких льдах SSM/I данные переоценивают общую сплоченность на 1–2 балла, а в сплоченных льдах разница составляет 2 балла, как и в летний период. Начальные льды в зимний период лучше определяются методами ДЗ, чем в летний период, и, следовательно, их вычитание из общей сплоченности не приводит к уменьшению средней ошибки.

Ключевые слова: ледяной покров, сплоченность льда, судовые ледовые наблюдения, дистанционные методы зондирования

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивый ледяной покров, характеризующийся высокой сезонной и межгодовой изменчивостью, ежегодно формируется на поверхности морей Российской Арктики вследствие суровых климатических условий, типичных для полярных регионов. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) Земли и судовых ледовых наблюдений являются важнейшими источниками информации о ледяном покрове. Ежедневные спутниковые изображения обеспечивают информацию о ледяном покрове на всей акватории Северного Ледовитого океана, но позволяют определить ограниченный набор параметров. Данные же специальных судовых наблюдений нерегулярны, но содержат подробнейшую информацию обо всех важнейших характеристиках ледяного покрова.

Информация о ледовых параметрах играет значительную роль для решения ряда практических и научных задач: для обеспечения судоходства, при оценке теплообмена между океаном и атмосферой через ледяной покров и др. Таким образом, представляется целесообразным исполь-

зовать сочетание доступных спутниковых и судовых данных. Однако данные со спутников и данные, полученные в ходе судовых наблюдений, могут существенно различаться. Наиболее ярко выраженные различия наблюдаются в районе кромки льда, они обуславливают погрешности в оценке общей сплоченности и ледовитости, что затрудняет их использование в решении практических и научных задач.

Из всех существующих в настоящее время источников спутниковой информации о ледяном покрове самыми продолжительными являются данные пассивного микроволнового зондирования. Эта информация – ценный источник ежедневных данных о морском ледяном покрове уже более 30-ти лет. В отличие от датчиков, работающих в видимом и ИК-диапазонах, использование пассивных микроволновых датчиков обеспечивает полное информационное покрытие полярных регионов Земли при любых метеорологических условиях. Начиная с 1978 г., сканирующий мультиспектральный микроволновый радиометр (SMMR) и специальный микроволновый сенсор (SSM/I)

позволяют ежедневно оценивать распределение и общую сплоченность морского льда.

Существует несколько алгоритмов для оценки общей сплоченности морского льда по данным пассивного микроволнового зондирования. Наиболее распространенными из них являются NASA Team и Bootstrap алгоритмы. Спутниковые изображения, обработанные по этим двум алгоритмам, доступны на сайте Национального центра данных по изучению снежного и ледового покровов (National Snow and Ice Data Center, <http://nsidc.org>). Для сравнения данных судовых наблюдений со спутниковыми изображениями в настоящей работе были использованы изображения SSM/I с общей сплоченностью льда, рассчитанной по алгоритму NASA Team. Этот алгоритм особенно чувствителен к ошибкам, обусловленным наличием начальных (толщиной <10 см) видов льда (Meier, 2005). Несмотря на это ограничение, данный алгоритм считается надежным и широко используется в научных работах. Большая часть исследований долгосрочных трендов ледовитости выполнена с использованием SSM/I-данных, рассчитанных по алгоритму NASA Team (Meier, 2005).

Сравнение общей сплоченности льда, полученной со спутниковых изображений, с данными судовых наблюдений выполнено отдельно для летнего и зимнего сезонов. Летние наблюдения проводились в ходе шести экспедиций на научно-экспедиционных судах (рис. 1) “Академик Федоров” (2000, 2004 и 2005 гг.), “Михаил Сомов” (1996 г.) и ледоколах “Советский Союз” (2003 г.), “Капитан Драницын” (2003 г.). Данные девяти зимних экспедиций были получены на борту научно-экспедиционного судна “Михаил Сомов” (1996–1997, 1997–1998, 1998, 2001, 2003 и 2004 гг.) и ледоколов “Капитан Николаев” (1995 г.), “Капитан Драницын” (1998 и 2000 гг.). Всего в районе исследования (Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях) были выполнены непрерывные визуальные наблюдения за ледяным покровом по пути движения судов по суммарной трассе протяженностью ~91 000 км.

Визуальные наблюдения выполняются на единичных методических принципах, традиционно используемых в работе специалистами ААНИИ. Подобный подход позволяет накапливать, анализировать и обобщать данные наблюдений, полученные в разные годы. Наблюдения производятся с ходового мостика непрерывно по всему маршруту следования судна. Они включают визуальное определение комплекса основных характеристик ледяного покрова: возрастного состава, общей и частной сплоченности каждого из наблюдаемых возрастных видов льда, а также их форм (горизонтальных размеров льдин), диапазона толщин ровного льда и высот снега, степени торосистости, разрушенности и сжатий льда. В целях сопостав-

ления ледовых условий в районе плавания (в пределах горизонтальной видимости) на пути движения (в зоне по курсу судна, ширина которой равна шестикратной ширине, а длина – шестикратной длине корпуса судна) все перечисленные выше характеристики записываются отдельно. Кроме того, в зоне непосредственного движения судна отмечаются ориентация и размеры разводий, трещин и каналов, т.е. элементы “нарушений сплошности льда” (НСЛ), а также средняя и максимальная высота торосистых образований. Детализация пространственного масштаба определяется протяженностью однородных ледовых зон, временного масштаба – скоростью движения судна в данных ледовых условиях. Наблюдения выполняются в строгом соответствии с требованиями регламентирующих документов.

В основном распределение характеристик ледяного покрова по пути движения судна определяется избирательным характером его движения, т.е. путем максимального использования сегментов с более легкими условиями навигации – меньшие значения сплоченности ледяного покрова (более тонкий лед, более низкая торосистость, и т.д.) (Бузуев, Федяков, 1981). Таким образом, существует разница между данными наблюдений за ледяным покровом на пути движения судна и в районе в целом. Для сравнения данных судовых наблюдений со спутниковыми изображениями использовалась общая сплоченность ледяного покрова, наблюдаемая в районе движения судна.

Из-за различных форматов судовых и спутниковых данных имеется различие в их пространственном разрешении. Для сравнения спутниковых и визуальных данных, траектории движения судов делятся на 1-км отрезки пути, в пределах которых усредняются значения общей сплоченности ледяного покрова. Разрешение спутниковых данных SSM/I составляет 25×25 км, следовательно, каждый пиксел на изображении соответствует нескольким километровым отрезкам пути движения судна. В среднем одному пикселу на изображении соответствует 20–25 км траектории движения судна. При хорошей видимости, а данные, полученные при плохой видимости – тумане, сильном снегопаде, в ночное время, – были исключены из анализа, наблюдатель определяет общую сплоченность по району, визуально охватывая пространство радиусом 8–10 км. Таким образом, покрытие данными визуальных наблюдений составляет от 51 до 64% площади пиксела на спутниковом снимке. Далее для каждого пиксела изображения SSM/I определяется соответствующее среднее значение общей сплоченности, полученное путем визуальных наблюдений.

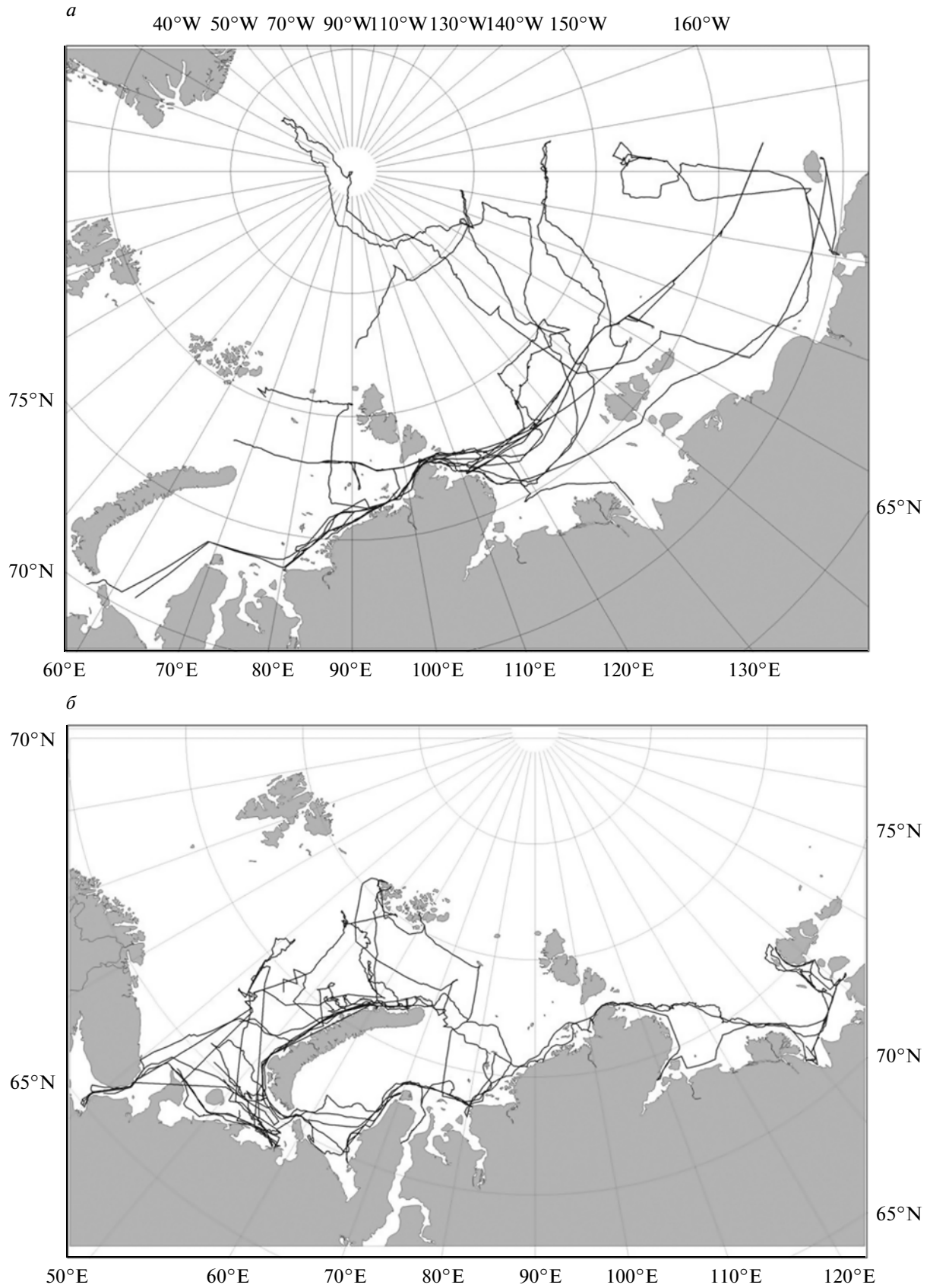


Рис. 1. Маршруты рейсов ледоколов и научно-исследовательских судов, в которых проводились специальные судовые наблюдения, используемые для сравнения со спутниковыми данными (*a* – летние рейсы, *б* – зимние рейсы).

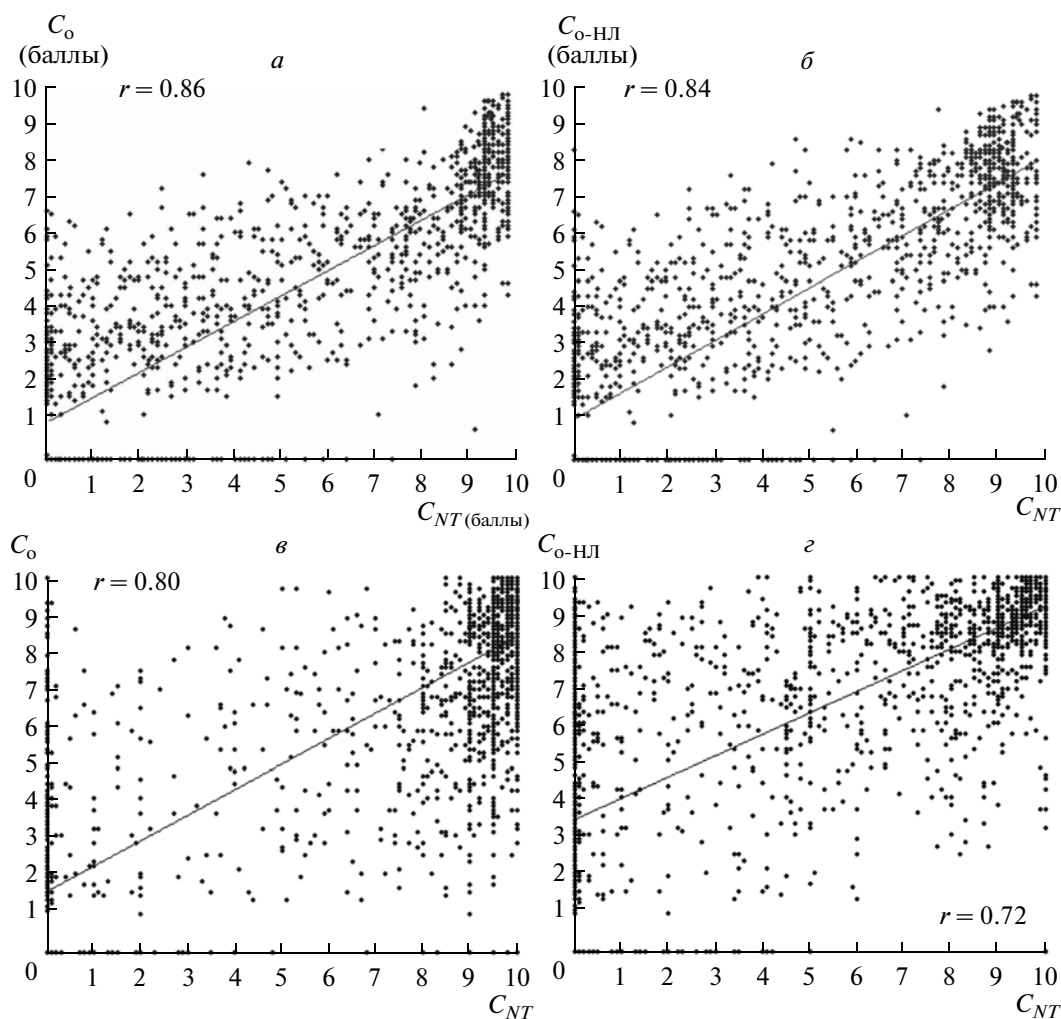


Рис. 2. Коэффициент корреляции (r) и графики корреляции сплоченности, полученной по спутниковым данным и судовым наблюдениям: *а* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в летний период; *б* – общей сплоченностью, без учета нового льда в летний период; *в* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в зимний период; *г* – общей сплоченностью, без учета нового льда в зимний период.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Данные визуальных ледовых наблюдений были поделены на два периода исходя из режима формирования ледяного покрова, а, следовательно, и особенностей отображения ледяного покрова на спутниковых снимках: летний период включает наблюдения, проводимые в июле–сентябре (период таяния и разрушения ледяного покрова), и зимний период – с октября по май, когда происходит интенсивное ледообразование и нарастание толщины льда.

В статьях, посвященных разработке и валидации алгоритма NASA Team, отмечается, что при расчете сплоченности льда существуют трудности с определением вновь сформировавшегося льда толщиной до 10 см, а также, что снежный покров может маскировать истинное состояние ледяного покрова под ним (Markus, Cavalieri, 1998; Massom

et al., 1999). При визуальных судовых наблюдениях за ледяным покровом определяется как общая сплоченность, так и частная сплоченность всех видов льдов (начальный, молодой, однолетний, многолетний). Такие данные позволяют оценить степень влияния наличия начального льда толщиной до 10 см на определение общей сплоченности ледяного покрова, полученной по спутниковым данным (C_{NT}). Для сравнения со спутниковыми изображениями были взяты два параметра: общая сплоченность ледяного покрова (C_0) и сплоченность без начального льда ($C_{0-НЛ}$).

На рис. 2 представлены графики корреляции C_0 с C_{NT} и $C_{0-НЛ}$ с C_{NT} для летнего (рис. 2*а*, *б*) и зимнего (рис. 2*в*, *г*) периодов. Сравнение показало высокие коэффициенты корреляции как в летний ($r = 0.86$ для C_0 ; $r = 0.84$ для $C_{0-НЛ}$), так и в зимний период ($r = 0.80$ для C_0 ; $r = 0.72$ для $C_{0-НЛ}$), а также

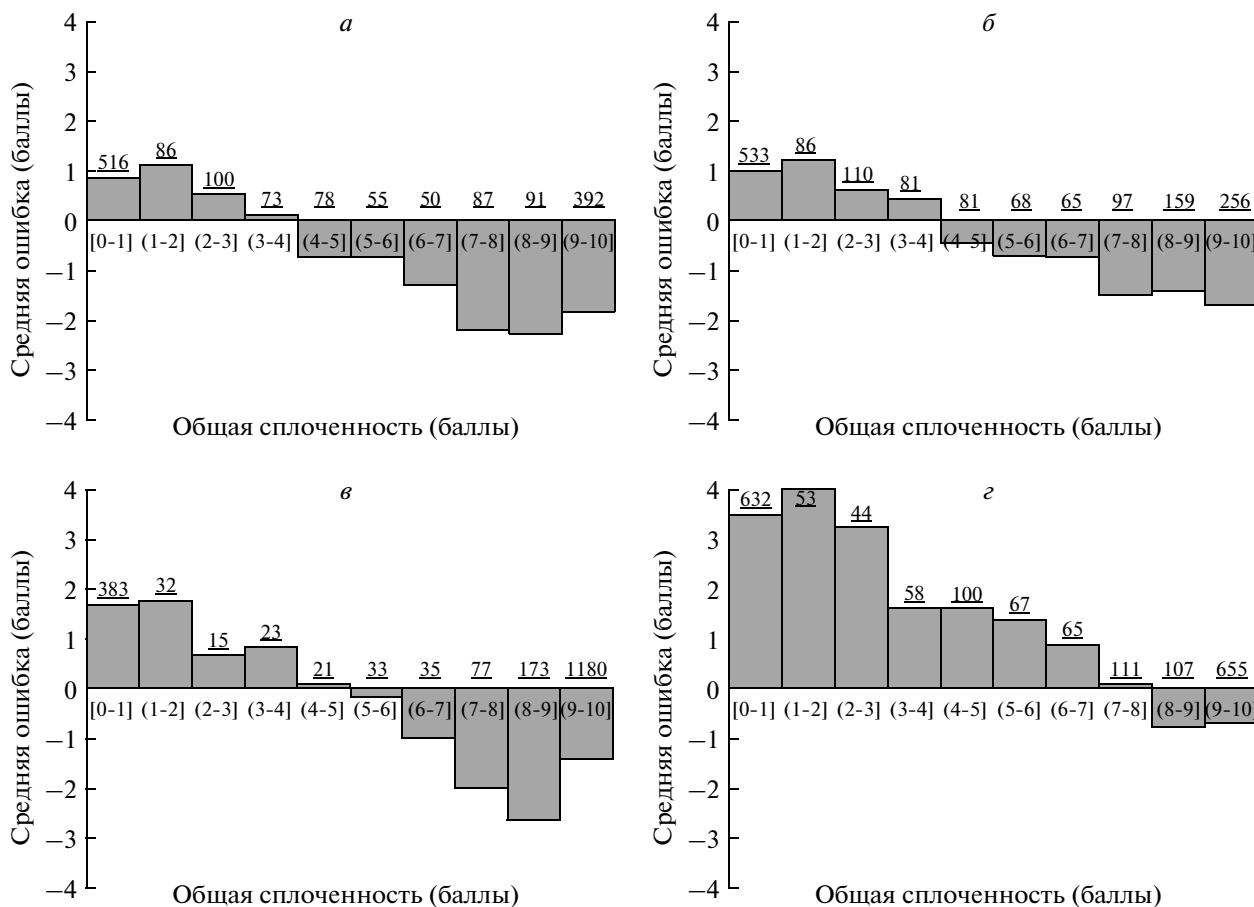


Рис. 3. Гистограммы распределения средней ошибки между сплоченностью, полученной по спутниковым данным и судовым наблюдениям: *а* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в летний период; *б* – общей сплоченностью, без учета нового льда в летний период; *в* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в зимний период; *г* – общей сплоченностью, без учета нового льда в зимний период. Значения над столбцами показывают количество данных, использованных при сравнении для каждой градации сплоченности льда.

высокую положительную корреляцию. При этом на всех графиках корреляции точки расположены достаточно хаотично вокруг линии тренда, особенно в зимний период, и явно выражены два поля с более высокой плотностью расположения точек: первое – в районе редких льдов (1–3 балла), второе – в районе очень сплоченных льдов (9–10 баллов). Именно наличие этих двух полей обуславливает столь высокие значения коэффициента корреляции, несмотря на сильный разброс разницы в значениях между C_o и C_{NT} , $C_{o-НЛ}$ и C_{NT} .

На рис. 3 соотношение судовых и визуальных данных представлено в виде гистограмм распределения средней ошибки в зависимости от значений сплоченности (разница между C_{NT} и C_o и между C_{NT} и $C_{o-НЛ}$), что позволяет четко определить некоторые особенности отображения общей сплоченности ледяного покрова на спутниковых снимках SSM/I (NASA Team).

Летний период

В районе редких льдов ($C_o = 1–3$ балла) SSM/I данные завышают общую сплоченность ледяного покрова в общем на 0.5–1 балл (рис. 3а), тогда как в сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдах ледяных массивов ($C_o = 7–8, 9, 9–10, 10$ баллов) SSM/I-данные занижают общую сплоченность ледяного покрова в среднем на 2 балла. Для разреженных льдов со сплоченностью от 4 до 6 баллов, соответствующих в большинстве случаев прикромочным районам ледяных массивов или областям с большим количеством разводий, какие-либо закономерности отсутствуют. Как видно из рис. 2, точки на графиках корреляции в этих пределах сплоченности расположены наиболее хаотично, что при расчете средней ошибки приводит к компенсации друг другом отрицательных и положительных ошибок.

При вычитании из общей сплоченности льда, определенной визуально с борта судна, сплочен-

Средняя ошибка, стандартное отклонение и коэффициент корреляции, полученные в результате сравнения спутниковых данных и данных визуальных наблюдений для общей сплоченности (C_o) и сплоченности без начального льда ($C_{o-нл}$)

Период	Средняя ошибка, %		Стандартное отклонение, баллы		Коэффициент корреляции	
	C_o	$C_{o-нл}$	C_o	$C_{o-нл}$	C_o	$C_{o-нл}$
Лето	-10.1	-3.4	2.1	2.0	0.86	0.84
Зима	-9.7	22.6	2.4	2.9	0.80	0.72

ности начального льда, средняя ошибка для летнего периода понижается до -3.4%.

Зимний период

В работах (Steffen, Schweiger, 1991; Comiso et al., 1997) говорится о том, что NASA Team-алгоритм показывает большие ошибки в значениях сплоченности в летний период из-за интенсивного таяния ледяного покрова, по сравнению с зимним периодом. В данной работе наблюдается несколько иная картина. Значение коэффициента корреляции между C_{NT} и C_o для зимнего периода ниже, чем для летнего. Также стандартное отклонение разницы между C_{NT} и C_o для зимнего периода выше, чем для летнего (таблица). В редких льдах общая сплоченность льда, определенная по данным SSM/I на 1–2 балла превышает сплоченность, определенную с помощью визуальных наблюдений. Для сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдов разница составляет около 2 баллов – также как и в летний период.

Осенью – в начальный период образования льда – процесс ледообразования часто неустойчив, прерывается кратковременными повышениями температуры воздуха, сильным волнением (Горбунов и др. 1983). Начальные льды образуются, затем снова тают, не успев достичь толщин более 5 см. Напротив, в зимне-весенний период происходит устойчивое образование нового льда, который с большой интенсивностью нарастает в полыньях и разводьях. Таким образом, предполагается, что уменьшение разницы при вычитании частной сплоченности начальных льдов из общей сплоченности ледяного покрова в летний период связано с неустойчивым образованием начального льда в это время года.

Сравнение графиков 3а, б показывает, что вычитание сплоченности начального льда из общей сплоченности практически никак не сказалось на изменении средней ошибки для градации редких льдов, но для сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдов разница между данными SSM/I и натурными наблюдениями уменьшилась. Эту закономерность можно объяснить тем, что в июле, августе и сентябре (в период таяния ледяного покрова

и самое начало, еще неустойчивое, ледообразования) начальные льды образуются среди остаточных льдов в ледяных массивах. Вычитание же начальных льдов из общей сплоченности, определенной в зимние и весенние месяцы, когда образование начальных льдов происходит повсеместно благодаря низким отрицательным температурам воздуха, приводит к существенному увеличению средней ошибки и стандартного отклонения. Данные SSM/I оказываются существенно завышенными по сравнению с данными визуальных наблюдений, следовательно, в зимний период методы ДЗ хорошо определяют начальные льды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ранних работах, например в (Steffen, Maslanik, 1988; Steffen, Schweiger, 1991) был представлен сравнительный анализ общей сплоченности ледяного покрова, полученной с помощью спутниковых снимков SSMR (NASA Team) и Landsat. Результаты исследований сравнимы с результатами данной работы и также показали, что спутниковые данные SSMR (NASA Team) завышают общую сплоченность разреженных льдов и занижают ее в сплоченных льдах.

В ряде статей, где проводилось сравнение наиболее распространенных алгоритмов, были получены следующие результаты. Например, в работе (Steffen, Schweiger, 1991), а также (Comiso et al., 1997) утверждается, что алгоритм NASA Team показывает большую ошибку летом, в период интенсивного таяния ледяного покрова, чем Bootstrap-алгоритм. Также указываются существенные различия между величинами сплоченности ледяного покрова в различных районах Арктики и Антарктики, определенных с помощью алгоритмов NASA Team и Bootstrap. Однако подавляющее большинство статей основано на исследовании разницы между алгоритмами. И очень редко в литературе встречается сравнение спутниковых данных с полевыми данными в связи с небольшим количеством систематических наблюдений за ледяным покровом в высоких широтах. Большое количество натуральных данных получено во время экспедиций на борту российских ледоколов и научных судов, позволяющее получить ста-

тистически достоверные результаты сравнения со спутниковыми данными. В данной работе впервые был использован массив данных визуальных ледовых наблюдений в Арктических морях для сравнения с наиболее популярным и часто используемым для различных научных задач алгоритмом NASA Team. В дальнейшем предполагается целесообразным исследовать другие алгоритмы, для получения не их относительного сравнения друг с другом, а для выявления их слабых и сильных сторон на основании сравнения с натурными данными.

В работе (Meier, 2005) приводится сравнение общей сплоченности, определенной с помощью четырех алгоритмов SSM/I (NASA Team (NT), NASA Team 2 (N2), Bootstrap (BT), Cal/Val (CV)), относительно спутниковых данных AVHRR видимого диапазона – снимков с разрешением 2.5 км для районов Баренцева, Баффина и Гренландского морей. Результаты исследований показали, что средняя ошибка составляет: для NT-алгоритма –9.0%, для N2-алгоритма –1.2%, для BT-алгоритма –5.3% и для CV-алгоритма +1.8%. Минимальное стандартное отклонение 1.3 балла было получено для BT-алгоритма, а максимальное 1.5 – для NT-алгоритма. Значения стандартного отклонения для всех четырех алгоритмов имеют небольшие различия, из чего автор делает заключение о том, что неточности в определении сплоченности ледяного покрова (по отношению к AVHRR данным) не сильно зависят от того, какой из четырех алгоритмов был использован. Тип поверхности ледяного покрова и атмосфера имеют одинаковое влияние на расчет сплоченности с помощью указанных алгоритмов, и этим объясняется небольшое различие в значениях стандартного отклонения. Однако поскольку алгоритмы используют различные комбинации частот, основная причина столь высокого значения стандартного отклонения заключается в низком разрешении SSM/I-сенсора, что не позволяет очень точно оценить значения общей сплоченности, если в один пиксел попадают участки ледяного покрова с различной сплоченностью. При сравнении четырех SSM/I-алгоритмов с AVHRR-данными отдельно для летнего и зимнего сезонов автор работы (Meier, 2005) для алгоритма NASA Team получил следующие значения средней ошибки: –10.5% для летнего периода и –8.4% для зимнего периода; и стандартного отклонения: 1.6 балла для летнего сезона и 1.4 балла для зимнего периода. Аналогичные результаты были получены в данной работе при сравнении с визуальными судовыми данными: средняя ошибка составила –10.1% для летнего периода и –9.7% для зимнего периода, но стандартное отклонение оказалось несколько больше: 2.1 балла в летний период и 2.4 балла в зимний период. Представленная работа является первым шагом использования массива визуаль-

ных судовых данных, полученных на борту российских ледоколов и научно-исследовательских судов в целях валидации спутниковых изображений. В последние годы спутниковая информация стала существенно более качественной, появились снимки с высоким разрешением. Но тем не менее в период с 1970-х гг. до конца прошлого века основным источником о состоянии ледяного покрова остаются SSM/I-данные, и знание их особенностей определения общей сплоченности ледяного покрова чрезвычайно важно для решения различных научных задач. При сравнении данных SSM/I с данными, полученными с помощью современных снимков более высокого разрешения (таких как Landsat, Radarsat и др.), можно получить разницу в значениях сплоченности. С помощью же сравнения с данными визуальных судовых наблюдений можно также проанализировать степень влияния характеристик ледяного покрова на ошибки в спутниковой информации. В данной работе показано влияние наличия нового льда, а для дальнейших исследований представляется интересным анализ каждого из визуально наблюдаемых параметров ледяного покрова (разрушенность, торосистость, толщина снега, размер ледяных полей и др.) на ошибки измерений сплоченности со спутников. В заключение хотелось бы отметить, что пассивная микроволновая информация активно используется для различных научных и практических задач уже более 30 лет и является уникальным источником информации о ледяном покрове полярных регионов все эти годы. Но тем не менее при ее использовании для определения ледовитости Арктических морей и применения в климатических моделях необходимо учитывать погрешности этих данных и уделять внимание особенностям определения сплоченности различных типов льдов.

Работа выполнена при поддержке совместной Российско-Германской лаборатории полярных и морских исследований им. О. Шмидта (грант OSL-07-01) и РФФИ, проект 11-05-12019-офи-м-2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бузуев А.Я., Федяков В.Е. Изменчивость ледовых условий на пути плавания судов // Метеорология и гидрология. 1981. № 2. С. 69–76.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для Арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 288 с.
- Comiso J.C., Cavalieri C.L., Parkinson C.L., Gloersen P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: a comparison of two techniques // Rem. Sens. Env. 1997. V. 60. P. 357–384. doi: 0034-4257/97.
- Markus T., Cavalieri D.J. Snow depth distribution over sea ice in the Southern Ocean from satellite passive microwave

data. Antarctic sea ice: physical processes, interactions and variability / Ed. Jeffries M.O. // Antarctic Research Series 74. Washington, DC. AGU, 1998. P. 19–39.

Massom R.A., Comiso J.C., Worby A.P., Lytle V.I., Stock L. Regional classes of sea ice cover in the East Antarctic pack observed from satellite and in situ data during a winter time period // *Rem. Sens. Env.* 1999. V. 68. № 1. P. 61–76.

Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // *IEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2005. V. 43. № 6. doi: 10.1109/TGRS.2005.846151.

Steffen K., Maslanik J.M. Comparison of Nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer radiance and derived sea ice concentration with Landsat imagery for the North water area of Baffin Bay // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № C9. P. 10769–10781.

Steffen K., Schweiger A. NASA Team algorithm for sea ice concentration retrieval from defense meteorological satellite program special sensor microwave imager: comparison with Landsat satellite imagery // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № C12. P. 21971–21987. doi: 0148-0227/91/91JC-02334.

Comparing Satellite and Shipborne Sea Ice Data Obtained in the Russian Arctic Seas

T. A. Alekseeva, S. V. Frolov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

The SSM/I data derived by NASA Team algorithm were used to compare total ice concentration obtained from visual shipborne observations with satellite images. The comparison shows significant differences between satellite and shipborne data observed onboard icebreakers during 15 scientific expeditions to the Barents, Kara, Laptev and East-Siberian Seas. The mostly pronounced differences are fixed in the ice edge areas, resulted to uncertain estimation of the total ice concentration and ice extent using in various practical and scientific tasks. Generally, satellite data underestimate sea ice concentration: average error is about 10% both in winter and in summer. Statistical analysis is presented separately for the summer and winter data and for total ice concentration with and without new ice. During the summer period in the area of rare ice the SSM/I data overestimate total ice concentration on 0.5–1 tenths, but in close ice – underestimate in average on 2 tenths. Excluding new year ice from total ice concentration obtained onboard the icebreakers results to decreasing of average error to –3.4%. During the winter period in the area of rare ice the SSM/I data overestimate total ice concentration on 1–2 tenths, but in close ice – underestimate as in summer on 2 tenths. New ice in winter is better determined by remote sensing methods, and, consequently, its excluding from the total ice concentration does not lead to decreasing of the average error.

Keywords: sea ice cover, ice concentration, shipborne ice observations, remote sensing methods

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МНОГОЛЕТНИЕ ТРЕНДЫ NDVI И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЮГЕ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

© 2012 г. А. П. Шевырнов^{1,3*}, М. Ю. Чернецкий¹, Г. С. Высоцкая²

¹ Институт биофизики СО РАН, Красноярск

² Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

³ Сибирский федеральный университет, Красноярск

*E-mail: ap_42@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2011 г.

Найдено, что, начиная с 1999–2000 гг., нелинейный тренд NDVI горной тайги юга Красноярского края сменил направление с положительного на отрицательное. Сравнение с бореальным поясом Северной Евразии показало, что хотя смены направления тренда еще не произошло, наблюдается явное снижение скорости роста, т.е. выход на “плато”. Анализ трендов радиационной температуры поверхности показал, что для выделенного района горной тайги тренд температуры снижается, в то время как для Северной Евразии повышается. Для того чтобы исключить ошибку предварительной обработки данных, было проведено сравнение с данными температуры воздуха метеостанции “Ермаковское”. Регрессионный анализ показал достаточно высокую степень связи. Также была найдена довольно высокая степень связи между временными рядами и трендами температуры воздуха и NDVI. Тренды температуры воздуха Северной Евразии по данным NCEP-DOE Reanalysis 2 также подтверждают тренд, найденный на основе спутниковых данных.

Ключевые слова: NDVI, MODIS, AVHRR, GIMMS, температура воздуха, радиационная температура поверхности, тренды, Северная Евразия, Ермаковский район

ВВЕДЕНИЕ

Последнее десятилетие характеризуется многими крупномасштабными изменениями, в том числе изменением биоразнообразия лесных экосистем. В связи с этим особый интерес представляют таежные леса бореальной зоны. Они играют важную роль в глобальной газодинамике и в последнее время подвергаются интенсивной антропогенной нагрузке (вырубки, пожары и т.д.). В данной работе исследуются леса горно-таежного пояса Западного Саяна. Леса исследуемого района представляют собой часть лесов бореального лесного пояса Северной Евразии. В нашей предыдущей работе (Chernetskiy et al., 2011) был предложен метод угловых коэффициентов, с помощью которого можно определять скорость весенней вегетации. С помощью этого метода были найдены районы лесов юга Красноярского края с относительно стабильным весенним развитием в течение 10 лет. Весеннее развитие растительности является важным индикатором климатической изменчивости и состояния экосистем в целом. Можно предположить, что трендовая динамика, полученная на основе найденных районов, будет являться показателем развития стабильных лесных экосистем и их реакцией на изменчивость климата.

Существует достаточно большое количество исследований, посвященных изучению трендов бореальных лесов (Hüttich et al., 2006; Suzuki et al., 2001; Shabanov, 2002; Soja et al., 2007; Lopatin et al., 2006). Однако в большинстве работ используются достаточно короткие промежутки времени, т.е. или 1982–2000 гг. или годы, начиная с 2000 г. по настоящее время. Кроме того, даже на достаточно больших промежутках времени (1982–2008 гг.) обычно рассматриваются линейные тренды, которые не дают объективной картины реальных изменений (Berner et al., 2011; Lopatin et al., 2006). Полученные результаты, при их верификации наземными данными, зачастую очень неоднозначны. Это говорит о недостатке знаний в области экологии лесов, о трудности верификации многолетних спутниковых данных, о неприменимости линейных моделей для определения зависимостей в сложных системах. Также неоднозначность результатов говорит о том, что точечные наземные измерения не дают возможности оценить картину в целом. Отсюда можно сделать вывод о недостатке знаний и необходимости исследований в области многолетней трендовой динамике лесов.

В данной работе оценивались нелинейные тренды в период 1982–2010 гг. Причем используемые методы позволяют учесть тренды, фенологию и шум. Исследования проводились на при-

Данные метеостанции “Ермаковское”

Средняя месячная и годовая температура воздуха на метеостанции “Ермаковское”												
Месяц												Год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
-18.4	-16.6	-7.4	2.8	10.4	16.4	18.5	16.0	9.6	2.0	-8.1	-16.2	0.8
Среднее месячное и годовое количество осадков на метеостанции “Ермаковское”												
Месяц												Год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
22.0	17.8	18.9	36.3	61.2	68.4	86.9	77.0	62.0	41.3	35.2	28.0	555.0

мере участка, расположенного на территории Ермаковского района, находящегося в южной части Красноярского края. Большая часть территории района расположена в центре Западно-Саянских гор. Высота над уровнем моря в северной части района колеблется от 200 до 400 м. В южной части располагаются высокие горные хребты Западных Саян. Их средняя высота составляет 1000–1500 м. Территория Ермаковского района почти не затронута хозяйственной деятельностью.

На территории района представлены такие природные зоны, как степи и лесостепи равнинных территорий и природные зоны горных районов. Леса на территории района составляют 80% площади и приурочены к Саянам. На территории гор представлены следующие высотные пояса: степной, лесостепной, черневой, таежный, субальпийский, альпийский. К основным сообществам относятся черневые леса – кедровники, пихтарники; таежные леса – кедровники, пихтарники, редколесья; кустарниковая растительность; тундры – кустарниковые, моховые и лишайниковые, луга – субальпийские и альпийские (Чулочникова и др., 2005).

Климат района – резко континентальный, засушливый: с холодной малоснежной зимой и теплым летом. Амплитуды годового хода, характеризующие континентальность климата, достигают 37–40°C, в горных районах – 31–34°C, в местностях, расположенных в глубоких котловинах, – 43–45°C.

Даты устойчивого перехода среднесуточных температур на метеостанции “Ермаковское” через 0°C: при повышении среднесуточной температуры – 5 апреля, при понижении среднесуточной температуры – 26 октября (таблица).

На равнинах, в котловинных местностях годовое количество осадков меньше 400 мм, вблизи горных отрогов – от 450 до 650 мм, в горных районах – от 800 до 1300 мм. В годовом ходе максимум осадков выпадает в основном в июле. Осадки холодного периода очень незначительны в равнинных местностях, в защищенных горами кот-

ловинах. В горах же, напротив, в первую половину холодного периода осадки могут быть очень существенными, сравнимыми по величине с летними (таблица).

МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

Самым ранним источником архивных данных о поверхности Земли являются данные NOAA/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Временной ряд AVHRR начинается с 1982 г. Одним из наиболее корректных наборов данных AVHRR является GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies). Данные GIMMS представляют собой временной ряд NDVI (Normalize Difference Vegetation Index) за 25-летний период. GIMMS был создан в рамках международного проекта по спутниковому изучению климатологии земной поверхности (International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP)). Этот набор данных является улучшенной версией данных AVHRR, с корректировками, учитывающими геометрию изображения, вулканические аэрозоли и другие эффекты не связанные с изменением растительности (Tucker et al., 2005, 2004; <http://gis-lab.info/qa/gimms.html>). Данные GIMMS доступны в виде 16-дневных композитных изображений с разрешением 8 км.

Архив данных GIMMS достаточно часто используется для исследования трендов NDVI (Fensholt et al., 2009; Julien, Sobrino, 2009; De Jong et al., 2011).

В настоящее время наиболее используемым источником данных для изучения поверхности Земли на глобальном и региональном уровне является спектрорадиометр MODIS, находящийся на борту спутников Terra и Aqua.

В данной работе используется продукт MODIS MCD43A4. Этот продукт представляет собой BRDF-корректированный коэффициент спектральной яркости, т.е. данные корректируются с использованием функции распределения двунаправленного отражения (Bidirectional Reflectance

Distribution Function – BRDF). Значения моделируются, таким образом, как если бы съемка проводилась в надир (Salomon et al., 2006; Román, 2009). BRDF-корректированные данные представляют собой 16-дневные композитные снимки с разрешением не выше 500 м. На основе MCD43A4 был рассчитан нормализованный вегетационный индекс (NDVI) за период 2000–2009 гг.

В качестве источника информации о температуре поверхности Земли был использован продукт MOD11A2. Данный продукт является набором 8-дневных композитных снимков MODIS/TERRA с разрешением 1000 м.

Региональная температура воздуха определяется по данным метеостанции “Ермаковское”.

Температура воздуха Северной Евразии была получена на основе метеорологических данных NCEP-DOE Reanalysis 2 (Kanamitsu et al., 2002; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/reanalysis2/kana/reanl2-1.htm>).

Для выделения бореальных лесов Северной Евразии использовалась карта наземных экосистем северной Евразии – TerraNorte (Барталев и др., 2004).

Подробное описание метода угловых коэффициентов есть в работе (Chernetskiy et al., 2011). Метод основан на определении углового коэффициента регрессионной линии, найденной на основе кривой вегетационного индекса. Используется только участок кривой, соответствующий весеннему росту.

Для декомпозиции временных рядов была использована нелинейная процедура Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess (STL) – процедура сезонно трендовой декомпозиции, основанная на Лессе. STL является процедурой фильтрации для разложения сезонных временных рядов на три компоненты: сезонную, трендовую и остаточную (шум). Сущность метода состоит в ряде применений Loess-сглаживаний (Loess smoother) (Cleveland et al., 1990).

Другим современным нелинейным методом декомпозиции временных рядов является сингулярный спектральный анализ (ССА, “Гусеница”). Этот метод был разработан и обоснован в Санкт-Петербургском государственном университете. Метод основан на анализе главных компонент и позволяет исследовать стационарные и нестационарные временные ряды (Главные компоненты..., 1997; Голядина, 2004). “Гусеница” позволяет выделить интересующие компоненты временного ряда, в частности, линейный и нелинейный тренды, компоненты с заранее известным и заранее неизвестным периодом, сгладить исходные данные, сделать прогноз ряда, заполнить пропуски (Кашкин и др., 2009).

Метод STL, в зависимости от заданной степени сглаживания, способен выделять не только трендовые, но и тренд-циклические компоненты времен-

ных рядов. С другой стороны, метод “гусеницы” позволяет находить трендовые, циклические и др. компоненты временного ряда в виде отдельных спектральных составляющих. Поэтому для более детального сравнения трендов, полученных этими методами, в методе SSA необходимо определение трендовой и циклической компоненты ряда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для выделения типов лесной растительности Северной Евразии была использована цифровая карта TerraNorte. На основе этой карты были выделены хвойные и смешанные леса с преобладанием хвойных. Однако TerraNorte создавалась на основе данных 2000 г. Для получения современного состояния, по среднему значению NDVI-MODIS за летний период 2009 г., были выбраны только точки со значением выше, чем 0.6. Таким образом, исключаются гари, вырубки т.п.

Выделена область Западного Саяна, находящаяся в пределах 89° – 95° с.ш. и 51° – 56° в.д., абсолютная высота 700–1200 м.

На основе выделенных областей были рассчитаны временные ряды NDVI и температуры. Эти ряды представляют собой средние по пространству значения измеряемой величины, которые рассчитаны по каждому снимку. Полученные таким образом ряды имеют слабовыраженный тренд. Часто для выделения тренда используется линейный или нелинейный метод наименьших квадратов. Однако выделение тренда такого вида методом наименьших квадратов может привести к завышению или занижению значений реального тренда (Кашкин и др., 2009). Чтобы понять реальный тренд временного ряда, маскируемый фенологией и шумами, необходимо использовать непараметрические методы разложения временных рядов.

Несмотря на то, что оба выбранных метода STL и SSA являются нелинейными и непараметрическими, основаны они на разных принципах. Поэтому получаемые по этим методам результаты взаимно дополняют и косвенно подтверждают друг друга. Тренды с помощью методов STL и SSA рассчитывались для всех временных рядов NDVI и температуры.

Проблема искажения на концах трендов была решена так, как это описано в работе (Кашкин и др., 2009). Смысл в том, чтобы сместить искажаемый участок за пределы ряда.

С целью продления временного ряда данные GIMMS-AVHRR с 2006 г. были продолжены данными MODIS до 2009 г.

Методы STL и SSA показывают наличие перегиба трендовой кривой в 1996–2000 гг. как для горной тайги, так и для бореальных лесов (рис. 1). Тренды, полученные по продленному временно-

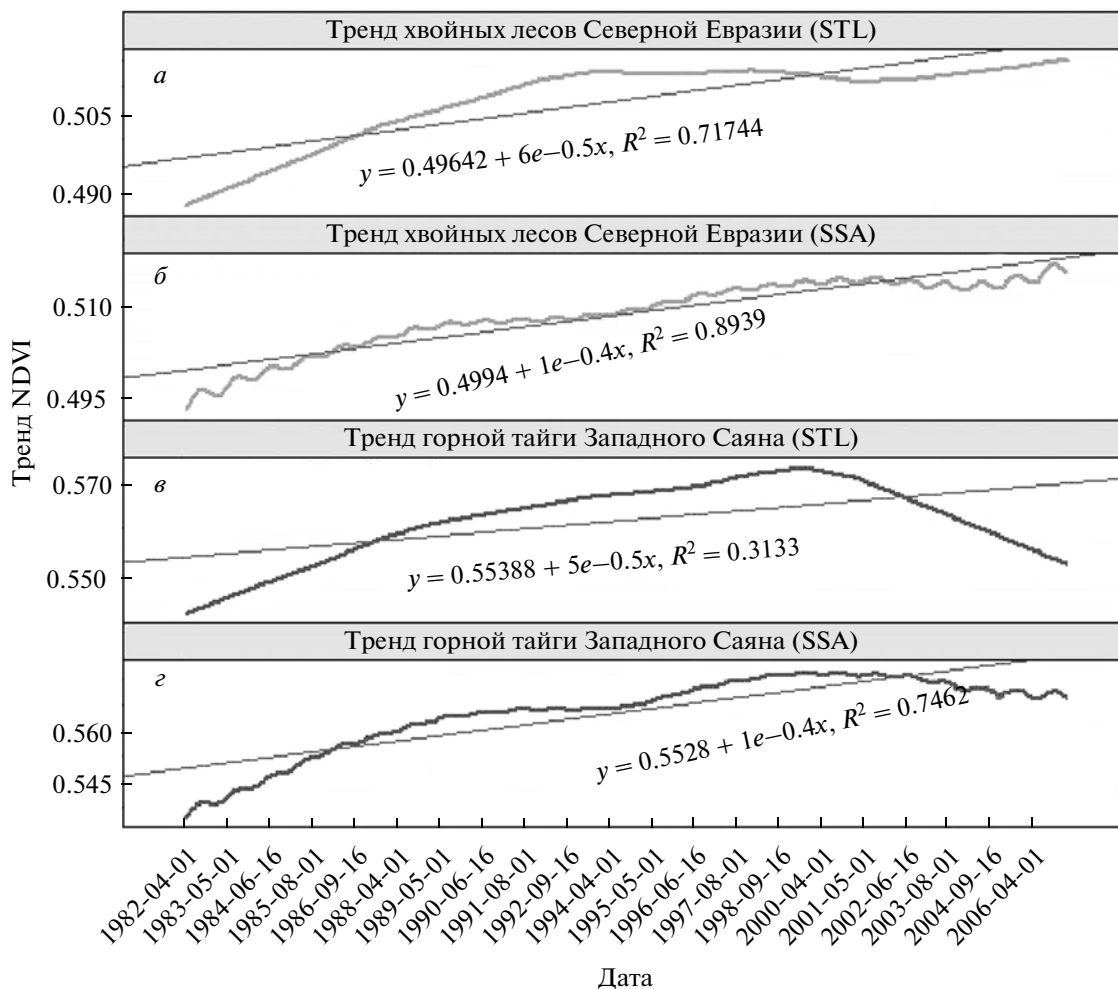


Рис. 1. Тренды AVHRR-GIMMS 1982–2006 гг., полученные методами STL и SSA: а – STL; б – SSA, хвойные и смешанные леса Северной Евразии; в – STL; з – SSA, горная тайга западного Саяна.

му ряду 2000–2009 гг., продолжают эту тенденцию (рис. 2). Тренд горной тайги имеет перегиб в 2000 г. по данным GIMMS (рис. 1в, з). По данным MODIS, этот отрицательный тренд продолжается и имеет линейный вид для периода 2000–2009 гг. (рис. 2в, з)

Для Северной Евразии положительный тренд “замедляется” \approx с 1994 г. По данным MODIS, значения NDVI продолжают повышаться, но гораздо медленней, чем в период 1982–1994 гг.

В 2000 г. имеется перегиб кривой. Линейный тренд этот перегиб не улавливает.

Как известно, в бореальной зоне основным фактором, влияющим на развитие растительности, является температура. Для рассматриваемых районов, по данным MODIS, были рассчитаны тренды на основе временных рядов температуры поверхности (рис. 3). Временной ряд, полученный на основе данных MOD11C2, имеет среднее значение стандартной ошибки $SE = 0.0079$ в диа-

пазоне от 0.0035 до 0.016. MOD11A2, $SE = 0.04$ в диапазоне 0.016–0.079.

В данном случае стоит отметить, что температура поверхности здесь – это преимущественно температура поверхности верхнего яруса лесной растительности. Видно, что температура горных лесов западного Саяна имеет тенденцию к снижению (рис. 3а, б). Тренд SSA показывает снижение на 0.8° с угловым коэффициентом -0.002 . С другой стороны, температура бореальных лесов Северной Евразии за последние 10 лет имеет тенденцию к повышению. Тренд STL показывает повышение на 0.4° с угловым коэффициентом 0.0007, SSA – на 0.3° с угловым коэффициентом 0.0003. Здесь надо отметить некоторое различие трендов STL и SSA. Особенно это заметно на рис. 4а, б. Это может быть связано с сущностью методов. SSA является процедурой разложения на спектральные составляющие, а STL в свою очередь – в большей степени сглаживающая процедура.

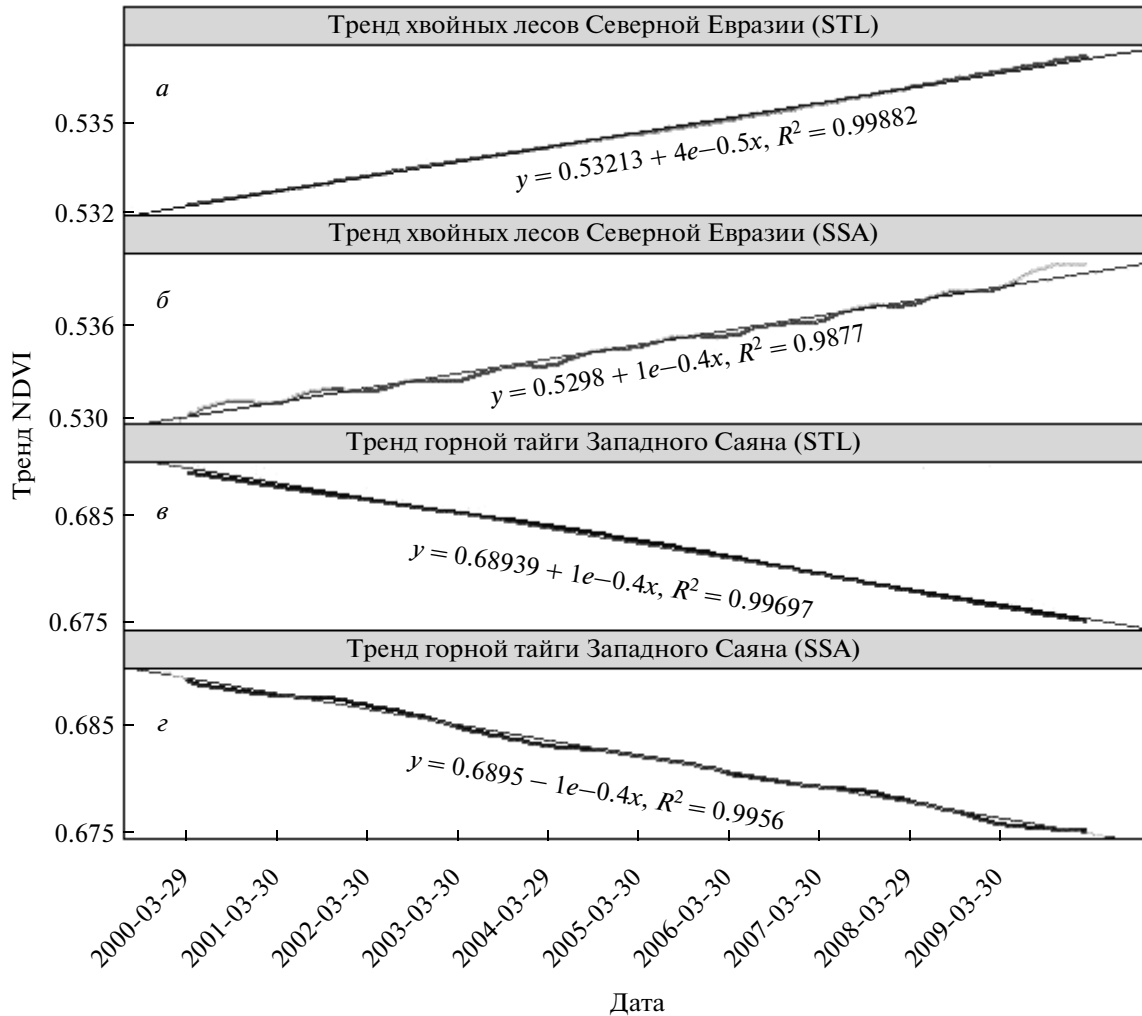


Рис. 2. Тренды NDVI MODIS 2000–2009 гг., полученные методами STL и SSA: а – STL; б – SSA, хвойные и смешанные леса Северной Евразии; в – STL; г – SSA, горная тайга западного Саяна.

Для верификации трендов температуры поверхности в качестве наземных данных были рассчитаны тренды температуры воздуха на основе информации метеостанции “Ермаковское”. Данная метеостанция является ближайшей к исследуемому району и имеет доступный ряд данных в период 2000–2010 гг. Данные были взяты из архива погодных условий сервера “погода России” (<http://meteo.infospace.ru>). Метеостанция находится ближе всего к рассматриваемому району (53°18′ с.ш., 92°25′ в.д., высота – 298 м.)

Тренд, полученный на основе данных метеостанции, показывает линейное снижение температуры воздуха за последние 10 лет, что в общем согласуется с трендами рис. 2.

Тренды температуры воздуха, соответствующие бореальным лесам Северной Евразии, были рассчитаны по данным NCEP-DOE. Полученные тренды показывают линейное повышение температуры на 1°C.

Коэффициент корреляции между временными рядами метеостанции и MODIS $r = 0.96$, между трендами $r = 0.79$. Таким образом, сравнение с температурой воздуха является подтверждением трендов рис. 3.

Для того чтобы исключить возможность ошибки аппаратуры, было проведено сравнение спектро радиометров MODIS, находящихся на борту спутников Terra и Aqua. Terra поставляет данные с 2000 г., Aqua с 2002 г. Каждый из этих спутников делает полное покрытие Земли 1 раз в сут, но в разное время. Для сопоставления использовался выделенный регион горной тайги. Было найдено, что коэффициент корреляции между временными рядами $r = 0.996$, между трендами $r = 0.993$. Высокие значения коэффициентов корреляции исключают возможность аппаратурной ошибки.

Можно сделать очевидное предположение, что сезонная и многолетняя динамика температуры связаны с динамикой вегетационных индексов. Из

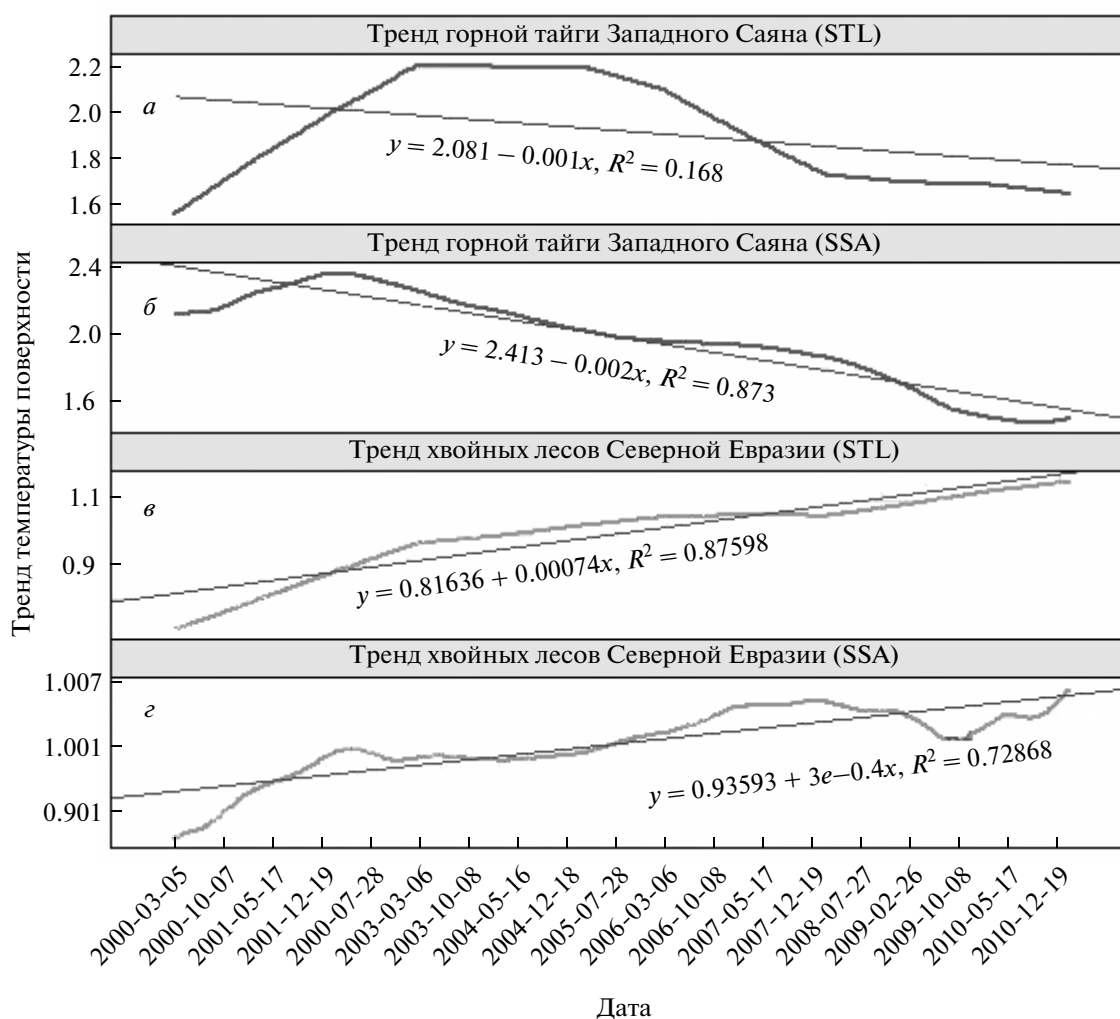


Рис. 3. Тренды температуры поверхности, полученные на основе данных Terra\MODIS: *а, б* – горная тайга западного Саяна (STL, SSA); *в, з* – хвойные и смешанные леса Северной Евразии (STL, SSA).

этого можно предположить, что тренды, найденные на основе температуры воздуха и радиационной температуры поверхности, могут являться косвенным подтверждением достоверности тренда NDVI. Кроме того, косвенным подтверждением достоверности может являться сопоставимость трендов, полученных разными методами.

С целью сравнения были построены диаграммы разброса для тренд-циклических компонент, полученных разными методами (рис. 4). Причем тренды SSA были получены с помощью группировки нескольких компонент, т.е. были выбраны медленно изменяющиеся компоненты, соответствующие трендам и многолетним циклам. Причем собственно трендовые компоненты имели собственные значения, равные 98 и 65% для NDVI и температуры соответственно, т.е. согласно методу SSA, большая часть дисперсии данных объясняется трендом. Компоненты, соответствующие многолетним циклам, имели собственные значе-

ния 0.011% и 0.009% для NDVI и 0.1% – для температуры.

Оба метода показали общую тенденцию на снижение как для температуры, так и для NDVI. Также можно отметить наличие трех циклов, связанных с температурой. Эти циклы плохо просматриваются в тренде, найденном “гусеницей” (рис. 4б, з). Также оба метода показывают наличие спада значений NDVI в конце 2007 г. – начале 2008 г., не связанного с температурой. Собственные значения компонент, связанных с трендами, по методу SSA, 98 и 64% соответственно для NDVI и температуры. Это говорит о том, что трендовой изменчивостью объясняется значительная часть дисперсии данных.

Схожесть тренд-циклических компонент особенно хорошо заметна на методе STL при данном параметре сглаживания тренда (рис. 4а, в). Особенно следует обратить внимание на совпадение сравнительно незначительных участков кривых

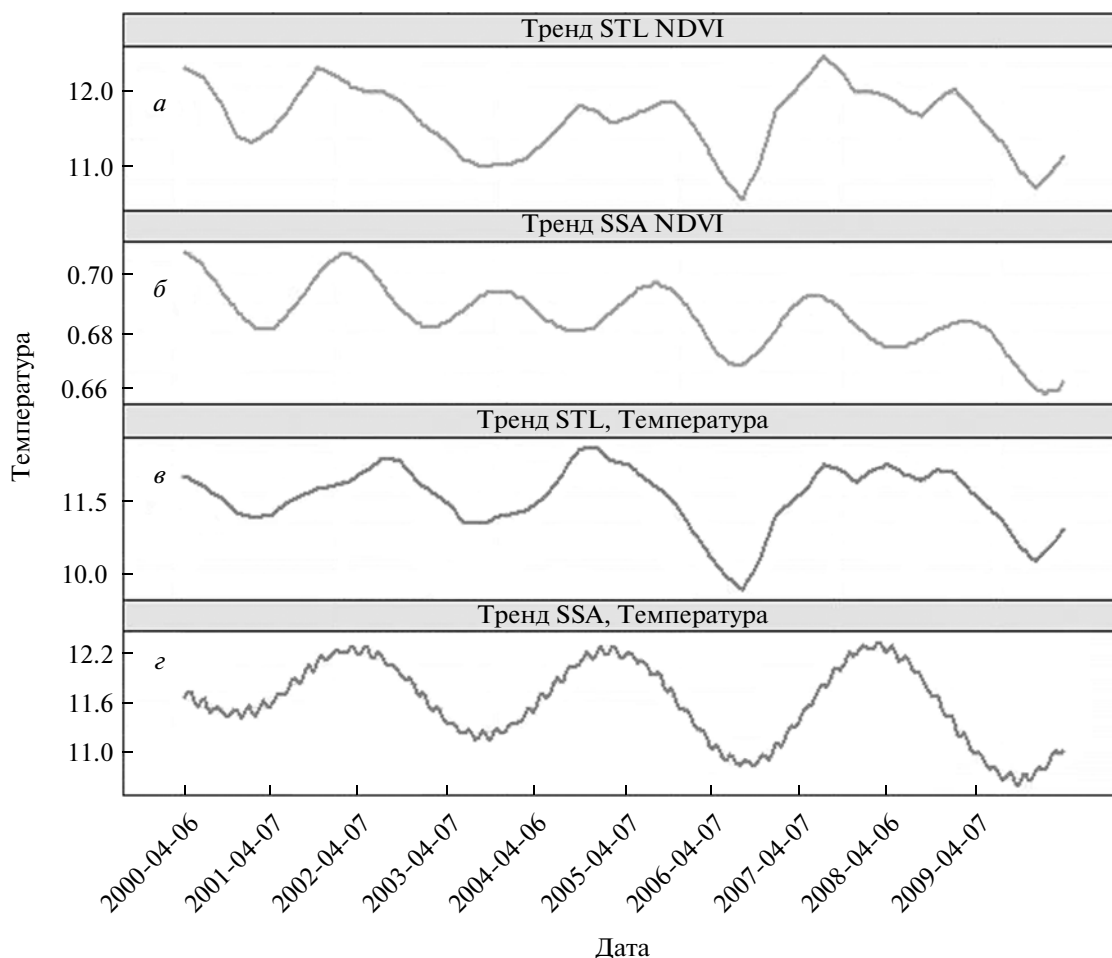


Рис. 4. Тренды, MODIS NDVI и температуры поверхности 2000–2009 гг. для горной тайги: *a, б* – тренды MODIS NDVI, полученные с помощью STL и SSA соответственно; *в, з* – тренды температуры (Terra\MODIS), полученные с помощью STL и SSA.

температуры и NDVI. В свою очередь тренд температуры, при том же значении параметра сглаживания, подтверждается трендом температуры воздуха по данным метеостанции, т.е. можно говорить о подтверждении тренда NDVI.

Неслучайное распределение точек на диаграмме разброса (рис. 5*a*) показывает, что метод STL дает более гладкие кривые, чем SSA (рис. 5*б*). Это объясняется тем, что основой STL являются сглаживающие процедуры Loess-фильтров. Таким образом, диаграмма разброса трендовых кривых, полученных по методу STL, может являться дополнительным средством анализа взаимозависимости трендов. Такая диаграмма по сути является фазовой кривой, показывающей поведение динамической системы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Часто для исследования многолетней динамики биофизических параметров используется ме-

тод аномалий, однако при применении данного метода к временным рядам спутниковых данных велика вероятность искажений вследствие не учета шумовой компоненты. Другой часто применяемый подход – это линейная регрессия. Такая модель применима только к временному ряду, у которого отсутствует корреляционная связь между элементами ряда. Однако элементы многолетнего временного ряда температуры или NDVI имеют сильную корреляционную связь вследствие наличия периодичности.

Детальное сравнение регионального и субконтинентального уровня в общем показало совпадение динамики температуры поверхности, температуры воздуха и NDVI.

Сравнение методов STL и SSA показало, что с помощью обоих методов можно выделять слабо выраженные тренды. В разных ситуациях может иметь преимущество тот или другой метод. Так, на основании сравнения с температурой поверхности можно заключить, что на рис. 4 STL пока-

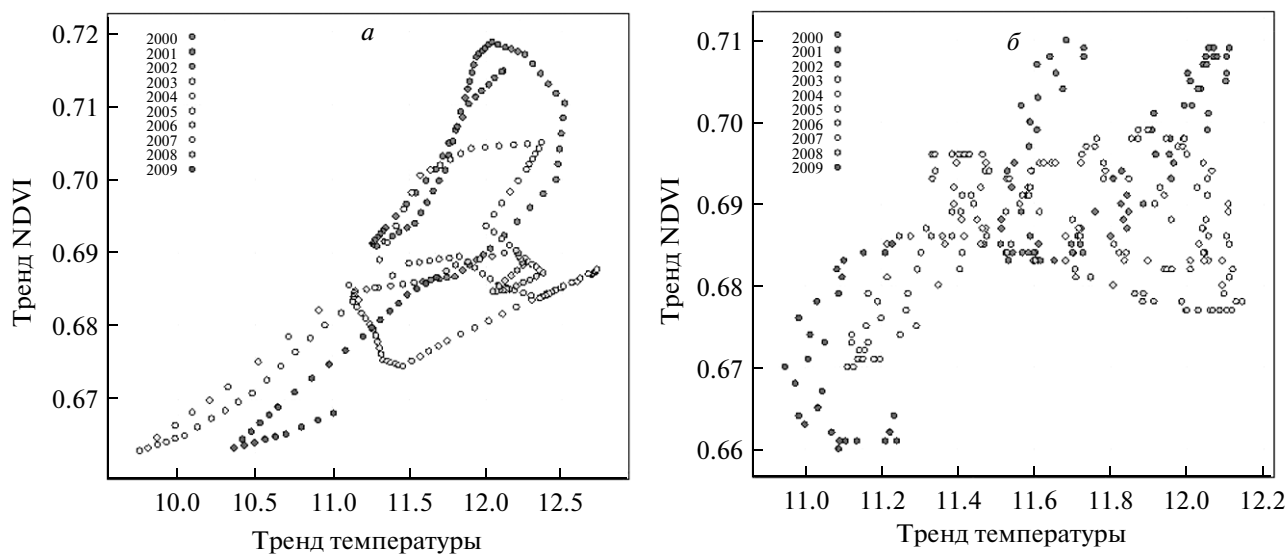


Рис. 5. Диаграммы рассеяния трендов MODIS NDVI и температуры поверхности 2000–2009 гг.: *а* – тренды, полученные на основе STL-метода; *б* – тренды SSA.

зал более точный результат. Тренды температуры поверхности и NDVI, полученные по методу STL, имеют очень схожий вид (рис. 4, 5). С другой стороны, в некоторых случаях STL имеет тенденцию к некоторому искажению концов тренда, как можно видеть на рис. 3. Однако проверить точность в этом смысле не просто.

К достоинствам данного метода следует отнести получение гладких кривых линий трендов. Недостатком STL является то, что необходимо точно знать период ряда.

Метод гусеницы весьма эффективен в случаях неявных трендов или для выявления других неочевидных эффектов, т.е. когда требуется тщательный анализ сложных временных рядов с неизвестными свойствами.

Полученные результаты, показывающие рост температурного тренда и замедление тренда NDVI, в общем согласуются с литературными данными. Так, у (Angert et al., 2005) показано, что увеличение “зелености” в северных высоких широтах было преобладающим с 1982 по 1991 гг. С 1994 по 2002 гг. “позеленение” продолжилось для большей части тундры и сменилось на отрицательный тренд для многих лесных районов. Рисунки 1, 2 показывают подтверждение этому. Особенно это заметно на примере исследуемого региона. Многими авторами утверждается, что в Северном полушарии, несмотря на продление вегетационного периода, многие области имеют отрицательные тренды NDVI и NPP (Net Primary Production). Обычно это объясняется увеличением количества засух и недостатком увлажнения в целом (Ciais et al., 2005; Lapenis et al., 2005; Zhao, Running, 2010; Berner et al., 2011). В работе (Zhao, Running,

2010) было показано, что линейный тренд NPP имеет отрицательное направление в Южном полушарии и положительное в Северном. Также в этой работе делается предположение, что положительный тренд Северного полушария объясняется потеплением, и это временное явление. Впоследствии, как предполагают авторы, из-за негативных явлений, вызванных потеплением (недосток увлажнения, засухи, пожары и т.п.), тренд NPP также должен смениться на отрицательный. Важной частью модели MODIS-NPP является уровень фотосинтеза, который рассчитывается на основе тех же спектральных данных, что и NPP. Поэтому NDVI и NPP в пределах одного биома связаны. И, действительно, рис. 1, 2 показывают явное замедление роста значений NDVI в последнее десятилетие при том, что тренд температуры продолжает почти линейно расти (рис. 3*а, з*). Очевидно, что линейный тренд не способен уловить такой тип изменчивости NDVI и покажет просто положительную тенденцию.

Следует отметить, что для исследуемого участка юга Красноярского края тренд NDVI меняется с положительного направления на отрицательное, тренд температуры также отрицателен (рис. 3*а, б*). Известно также, что данный регион не испытывает недостатка в увлажнении и осадках. Таким образом, можно предположить, что данное поведение трендовой кривой NDVI связано с климатическими изменениями на региональном уровне и не связано с крупномасштабным изменением климата.

В то же время ряд исследований показал, что тренды основных климатических параметров различны для различных сезонов, местностей и периодов времени (Высоцкая, 2002; Nanni, 1999;

Thompson, 1999; Зукерт, Замолодчиков, 1997). В исследовании (Высоцкая, 2002) показано, что для всей территории Сибири в течение 1936–1990 гг. наблюдается уменьшение значений континентальности. Континентальность климата отмечается значительными колебаниями температуры воздуха, уменьшением влажности, облачности и осадков и большой изменчивостью этих показателей. Количественная характеристика континентальности климата — амплитуда годового хода температуры воздуха: чем больше амплитуда годового хода, тем больше континентальность. Амплитуда годового хода — это разность между среднемесячными температурами самого теплого и самого холодного месяца. Так же данное исследование показало, что для юга Красноярского края характерен тренд снижения температуры воздуха в летние месяцы и повышения в зимние.

При сравнении динамики среднемесячных температур для Северного полушария и метеостанции “Ермаковское” выяснилось, что повышение среднемесячных температур для Северного полушария сопровождается статистически значимым повышением среднемесячных температур для метеостанции “Ермаковское” для месяцев с октября по май, а также для августа, т.е. потепление Северного полушария не ведет к изменению температур для основной части сезона вегетации. При этом повышение температур в мае и августе вряд ли приведет к угнетению фотосинтеза, поскольку в данный момент обычная температура в эти месяцы ниже физиологически оптимальной. С другой стороны, при сравнении динамики среднемесячных температур для Северного полушария и осадков на метеостанции “Ермаковское” выяснилось, что повышение средней температуры мая для Северного полушария сопровождалось статистически значимым уменьшением осадков на метеостанции “Ермаковское”, а повышение средней температуры июня для Северного полушария сопровождалось статистически значимым увеличением осадков на метеостанции “Ермаковское”. В остальные месяцы общее потепление в Северном полушарии не оказывало статистически значимого влияния на осадки в Ермаковском районе.

ВЫВОДЫ

Найдено, что, начиная с 1999–2000 гг., тренд NDVI исследуемого района горной тайги сменил направление с положительного на отрицательное. Сравнение с бореальным поясом Северной Евразии показало, что хотя смены направления тренда еще не произошло, наблюдается явное снижение скорости роста, т.е. выход на “плато”.

Анализ трендов радиационной температуры поверхности показал, что действительно для выделенного района горной тайги тренд температу-

ры снижается, в то время как для Северной Евразии повышается.

Для того чтобы исключить ошибку аппаратуры, было проведено сравнение данных спектро-радиометров Terra и Aqua. Регрессионный анализ по пересекающимся 2002–2010 гг. показал высокую степень связи $r = 0.996$ и $r = 0.993$ для временных рядов и трендов соответственно.

Для того чтобы исключить ошибку предварительной обработки данных, было проведено сравнение с данными температуры воздуха метеостанции “Ермаковское”. В указанном случае регрессионный анализ также показал достаточно высокую степень связи, $r = 0.96$ и $r = 0.79$ для временных рядов и трендов соответственно. Также была найдена довольно высокая степень связи между временными рядами и трендами температуры воздуха и NDVI. Тренды температуры воздуха Северной Евразии по данным NCEP-DOE Reanalysis 2 также подтверждают тренд, найденный на основе спутниковых данных.

Также обнаружено, что найденные тенденции развития NDVI в общем соответствуют некоторым литературным источникам. В ряде работ делается предположение, что если температура будет продолжать повышаться, продуктивность растительности Северного полушария сменит свой знак с положительного на отрицательный. Однако, как правило, исследуются линейные тренды, которые все еще показывают положительный общий тренд. Отрицательные линейные тенденции были найдены только в некоторых областях. Кроме того, повышение средней температуры Северного полушария может сопровождаться сокращением влияния Сибирского антициклона на некоторых территориях Сибири, что в свою очередь способствует увеличению снежного покрова и смягчению возможных летних засух.

Таким образом, в работе была показана важность определения нелинейных трендов развития растительности. Это было доказано посредством определения нелинейных трендов NDVI в течение 1982–2009 гг.

Работа выполнена при поддержке Красноярского краевого фонда поддержки научной и научно-технической деятельности 04/11 от 19.09.2011, программой СО РАН “Биоразнообразие” раздел 34, программой СО РАН 6.9, 01.01.2009–31.12.2011, №50.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барталев С.А., Белвард А.С., Еришов Д.В., Исаев А.С. Карта наземных экосистем Северной Евразии по данным SPOT-Vegetation. Проект Global Land Cover 2000. Информационная система TerraNorte. 2004. ИКИ РАН. (<http://terranorte.iki.rssi.ru>).

Высоцкая Г.С., Дмитриев А.И., Ноженкова Л.Ф., Шишов В.В. Пространственное распределение трендов

- климатических параметров (XX век) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. 2002. С. 83–96.
- Голяндина Н.Э. Метод “Гусеница” SSA: анализ временных рядов. СПб.: СПб. ун-т, 2004. 74 с.
- Данилов Д.Л., Жигляевский А.А. Главные компоненты временных рядов: метод “Гусеница” СПб.: Пресском, 1997. 308 с.
- Зукерт Н.В., Замолодчиков Д.Г. Изменения температуры воздуха и осадков в тундровой зоне России // Метеорология и гидрология. 1997. № 8. С. 45–52.
- Кашкин В.Б., Романов А.А., Рублева Т.В. Исследование трендов спутниковых оценок общего содержания озона с использованием сингулярного спектрального анализа // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 4. С. 9–16.
- Чулочникова О.В., Бойко С.М., Степанов В.С., Кайнова А., Цицвера Н., Головки Т. Природа Ермаковского района. Абакан: Фирма Март, 2005. 61 с.
- Angert A., Biraud S., Bonfils C., Henning C.C., Buermann W., Pinzon J., Tucker C.J., Fung I. Drier summers cancel out the CO₂ uptake enhancement induced by warmer springs // Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A. 2005. V. 102. P. 10823–10827.
- Berner, L.T., Beck P.S.A., Bunn A.G., Lloyd A.H., Goetz S.J. High-latitude tree growth and satellite vegetation indices: Correlations and trends in Russia and Canada (1982–2008) // J. Geophys. Res. 2011. V. 116.
- Chernetskiy M., Pasko I., Slyusar N., Shevyrnogov A., Khodyayev A. A study of forest vegetation dynamics in the south of the Krasnoyarskii Krai in spring // Advan. Sp. Res. 2011. V. 48. P. 819–825.
- Ciais Ph., Reichstein M., Viovy N., Granier A., Ogée J., Allard V., Aubinet M., Buchmann N., Bernhofer Chr., Carrara A., Chevallier F., De Noblet N., Friend A.D., Friedlingstein P., Grünwald T., Heinesch B., Keronen P., Knohl A., Krinner G., Loustau D., Manca G., Matteucci G., Miglietta F., Ourcival J.M., Papale D., Pilegaard K., Rambal S., Seufert G., Soussana J.F., Sanz M.J., Schulze E. D., Vesala T., Valentini R. European reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003 // Nature. 2005. V. 437. P. 529–533.
- Cleveland R.B., Cleveland W.S., McRae J.E., Terpenning I. STL: A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess // J. Offic. Stat. 1990. 6, 3–73.
- Cleveland W.S., Devlin S.J. Locally-Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting // J. Amer. Stat. Assoc. 1988. V. 83. № 403. P. 596–610. doi:10.2307/2289282. JSTOR 2289282.
- De Jong R., De Bruin S., De Wit A., Schaepman M.E., Dent D.L. Analysis of monotonic greening and browning trends from global NDVI time-series // Rem. Sens. Env. 2011. V. 115. № 2. P. 692–702.
- Fensholt R., Rasmussen K., Nielsen T.T., Mbow C. Evaluation of earth observation based long term vegetation trends – Intercomparing NDVI time series trend analysis consistency of Sahel from AVHRR GIMMS, Terra MODIS and SPOT VGT data // Rem. Sens. Env. 2009. V. 113. № 9. P. 1886–1898.
- Hüttich C., Herold M., Schmullius C., Egorov V., Bartalev S.A. SPOT-VGT NDVI and NDWI trends 1998–2005 as indicators of recent land cover change processes in northern Eurasia // Proc. 2nd Workshop of the EARSeL SIG on Land Use and Land Cover. 2006. P. 336–344.
- Julien Y., Sobrino J.A. Global land surface phenology trends from GIMMS database // Int. J. Rem. Sens. 2009. V. 30. № 13. P. 3495–3513.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bul. Atm. Met. Soc. 2002. P. 1631–1643.
- Lapenis A., Shvidenko A., Shepaschenko D., Nilsson S., Aiyyer A. Acclimation of Russian forests to recent changes in climate // Global Change Biol. 2005. V. 11. № 12. P. 2090–2102.
- Lopatin E., Kolström T., Spiecker H. Determination of forest growth trends in Komi Republic (northwestern Russia): combination of tree-ring analysis and remote sensing data // Boreal Env. Res. 2006. V. 11. P. 341–353.
- Nanni T., Lo Vecchio G., Cecchini S. Variability of Surface Air Temperature in Italy 1870±1980 // Theor. Appl. Climatol. 1998. V. 59. P. 231–235.
- Román M.O., Schaaf C.B., Woodcock C.E., Strahler A.H., Yang X., Braswell R.H., Curtis P., Davis K.J., Dragoni D., Goulden M.L., Gu L., Hollinger D.Y., Kolb T.E., Meyer T.P., Munger J.W., Privette J.L., Richardson A.D., Wilson T.B., Wofsy S.C. The MODIS (Collection V005) BRDF/albedo product: Assessment of spatial representativeness over forested landscapes // Rem. Sens. Env. 2009. V. 113. P. 2476–2498.
- Salomon J., Schaaf C.B., Strahler A.H., Gao F., Jin Y. Validation of the MODIS Bidirectional Reflectance Distribution Function and Albedo Retrievals Using Combined Observations from the Aqua and Terra Platforms // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2006. V. 44. № 6.
- Schowengerdt R.A. Remote Sensing. Models and Methods for Image Processing – Second Edition. San Diego—Chestnut Hill: Academic Press, 1997.
- Shabanov N.V., Liming Z., Knyazikhin Y., Ranga B., Myneni, Tucker C.J. Analysis of interannual changes in northern vegetation activity observed in AVHRR data from 1981 to 1994 // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2002. V. 40. № 1. P. 115–130.
- Soja A.J., Tchepakova N.M., French Nancy H.F., Flannigan M.D., Shugart H.H., Stocks B.J., Sukhinin A.I., Parfenova E.I., Chapin III F.S., Stackhouse P.W. Jr. Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations // Global Planetary Change. 2007. V. 56. № 3–4. P. 274–296.
- Suzuki R., Nomaki T., Yasunari T. Spatial distribution and its seasonality of satellite-derived vegetation index (NDVI) and climate in Siberia. International journal of climatology // Int. J. Climatol. 2001. V. 21. P. 1321–1335.
- Thompson R.A. Time-series analysis of the changing seasonality of precipitation in the British Isles and neighboring areas // J. Hydrol. 1999. V. 224. P. 169–183.
- Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E., Slayback D., Pak E.W., Mahoney R., Vermote E., El Saleous N. An Extended AVHRR 8-km NDVI Data Set Compatible with MODIS and SPOT Vegetation NDVI Data // Int. J. Rem. Sens. 2005. V. 26. № 20. P. 4485–5598.
- Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E. Global Inventory Modeling and Mapping Studies, NA94apr15b.n11-VIG, 2.0 // Global Land Cover Facility, Univ. Maryland, College Park, Maryland. 04/15/1994. 2004.
- Zhao M., Running S.W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009 // Science. 2010. V. 329. P. 940–943.

Interannual Trend of NDVI and Temperature in the South of Krasnoyarsky Kray

A. P. Shevyrnogov^{1,3}, M. Yu. Chernetskiy¹, G. S. Vysotskaya²

¹ Institute of Biophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk

² Institute of Computational Modelling, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk

³ Siberian Federal University, Krasnoyarsk

It was found that, from 1999–2000, a nonlinear trend of NDVI, southern mountain taiga of Krasnoyarskiy Kray, changed direction from positive to negative. Comparison with the boreal zone of North Eurasia revealed that although a change of trend has not happened yet, there is a clear decrease in growth rate, i.e. access to the “plateau”. Trend analysis of the land surface temperature showed that the trend of selected area of the mountain taiga is decreasing, while for Northern Eurasia increases. In order to eliminate the error of pre-processing data were compared with data of air temperature weather station “Yermakovskoye”. Regression analysis showed a fairly high degree of correlation. Also, was found high degree of correlation between time series and trends of air temperature and NDVI. Trends in air temperature in Northern Eurasia according to NCEP-DOE Reanalysis 2 also confirms the trend found on the basis of satellite data.

Keywords: MODIS, AVHRR, GIMMS, NDVI, air temperature, land surface temperature, trends, North Eurasia, Eramakovskiy region

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ВАРИАЦИИ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И НАЗЕМНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ В РАЙОНЕ г. УЛАН-УДЭ

© 2012 г. В. П. Бутуханов*, Ю. Л. Ломухин

Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ

E-mail: lom@pres.bscnet.ru

Поступила в редакцию 14.02.2012 г.

В работе представлены результаты анализа взаимосвязи общего содержания озона (ОСО) и приземной концентрации озона (ПКО) по многолетним наблюдениям в атмосфере г. Улан-Удэ, полученных с прибора EP TOMS и наземного автоматизированного измерительного комплекса газовых примесей. Изложены особенности сезонно-суточных и межгодовых вариаций. Обсуждается связь ОСО с концентрацией озона в зимней стратосфере в период прохождения полярного вихря.

Ключевые слова: приземная концентрация озона, общее содержание озона, сезонные, суточные и межгодовые вариации, антициклоническая и циклоническая циркуляции, стратосферно-тропосферный обмен (СТО), циркумполярный вихрь

ВВЕДЕНИЕ

Пространственное и временное распределение приземного озона в значительной степени определяется местными природно-климатическими условиями. Кроме этого, к фактору крупномасштабного влияния на изменчивость приземного озона можно отнести общее содержание озона (ОСО), солнечную активность и характеристики общей циркуляции атмосферы (Звягинцев, Крученицкий, 1999).

Характерным для климата исследуемого района является высокая повторяемость континентального воздуха умеренных широт (90%) и большое количество солнечных дней – 2472 ч в год. На климат г. Улан-Удэ в некоторой степени влияет близость водной поверхности оз. Байкал, которая сказывается на характере распределения облачности. В среднем за год антициклоническая циркуляция характерна для 53%, а циклоническая – для 47% общего числа дней.

СЕЗОННЫЕ И СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ПКО

В работе приведены результаты многолетних рядов наблюдений приземной концентрации озона (ПКО) в атмосфере г. Улан-Удэ за период с 1999 по 2004 г. Аппаратура и методика измерений ПКО подробно описаны в работе (Бутуханов, Ломухин, 2008).

Для оценки озонных связей использовались данные ОСО, полученные в результате спутникового зондирования аппаратурой TOMS для координат г. Улан-Удэ (51°50'N, 107°30'E) и представ-

ленные в Интернете (ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly_averages/ozone).

На рис. 1 показаны сезонно-суточные вариации ПКО. Из рисунка видно, что главный максимум ПКО устанавливается в местный полдень. Характер внутрисуточной изменчивости близок к фоновым условиям.

Сезонные максимальные и минимальные значения ПКО в основном обусловлены синоптическими (частыми вторжениями арктических воздушных масс) и локальными (температурные инверсии, фотохимические процессы) процессами (Бутуханов и др., 2005).

Рисунок 2 иллюстрирует вариации приземного давления и ПКО в период весенней активизации синоптических процессов. Приход антициклона, связанный с усилением меридиональной циркуляции воздушных масс, приводит к резкому увеличению приземного давления и ПКО. С приходом циклональных воздушных масс наблюдаются значительное понижение атмосферного давления и уменьшение ПКО. Можно предположить, что вариации ПКО тесно связаны с вариациями приземного давления.

СВЯЗЬ ПКО С ОБЩИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОЗОНА

*Особенности межгодовой изменчивости
ПКО и ОСО*

Для анализа межгодовой изменчивости приземного озона и ОСО из их ежедневных рядов методом наложения эпох были выделены среднемесячные значения ПКО и ОСО за весь период на-

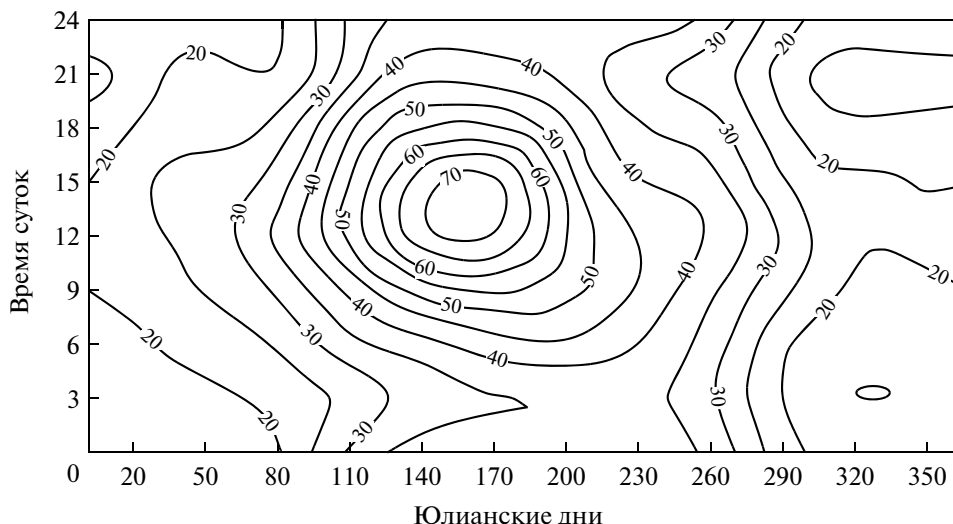


Рис. 1. Сезонно-суточная изменчивость ПКО в г. Улан-Удэ, мкг/м³.

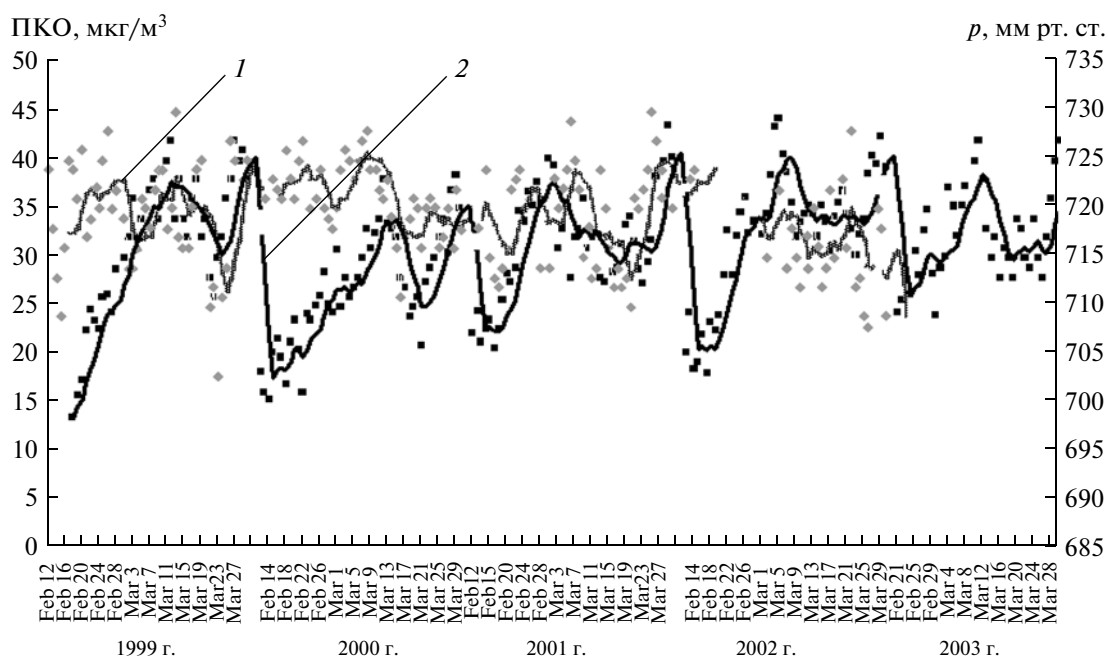


Рис. 2. Вариации приземного давления (1), ПКО (2) в условиях весенней активизации синоптических процессов (циклонов и антициклонов).

блюдения, см. рис. 3. Из данного рисунка видно значимое влияние ОСО на изменения максимальных и минимальных ПКО в городском воздухе. Из рис. 3 следует также, что максимальные и минимальные значения ПКО в среднем отстают от аналогичных значений ОСО на 3 мес. Обнаруженное поведение ПКО и ОСО, вероятнее всего, связано с переносом озона из верхних слоев атмосферы в нижние во время зимне-весенней перестройки общей циркуляции атмосферы.

Аналогичный механизм поступления озона в приземный слой атмосферы обсуждается в работе (Потемкин, Шульгайтс, 2005).

Из рис. 3 можно выделить явный весенний максимум ОСО в 1999 г., на аналогичный максимум указано в работе (Вергасова и др., 2005) для широты г. Иркутска, и этот максимум вызван усилением атмосферной циркуляции, имеющей квазидвухлетний цикл.

Следует особо отметить распределение ПКО и ОСО в условиях аномально холодной зимы 1999–

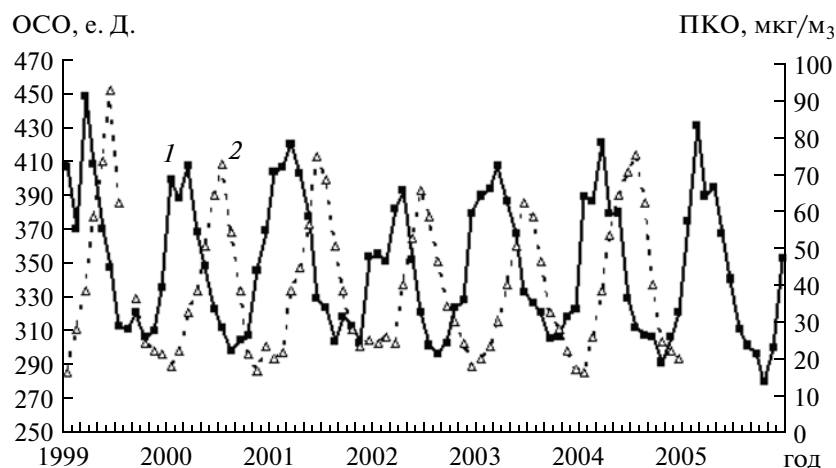


Рис. 3. Межгодовая изменчивость общего содержания озона и приземной концентрации озона за период наблюдения 1999–2004 гг. Сплошной линией 1 обозначены вариации ОСО в ед. Добсона, штриховой линией 2 – ПКО в мкг/м³.

2000 г. Появление второго максимума ОСО в январе 2000 г. (рис. 3), видимо, является основным признаком частых вторжений в пункт наблюдения арктических воздушных масс, относительно богатых озоном. В марте значение основного максимума ОСО было значительно ниже, чем в предыдущий год. Это, очевидно, связано с тем, что в условиях продолжительного антициклонального типа погоды стратосферно-тропосферный обмен воздушных масс был ослаблен. Указанные процессы повлияли на величину и временное распределение максимума ПКО, наступление которого в 2000 г. произошло с запаздыванием на один месяц относительно 1999 г.

В теплую зиму 2002 г. территория Восточной Сибири и Монголии чаще оказывалась под меньшим влиянием арктических ВМ и под большим влиянием теплых вторжений с южных широт, поэтому наблюдались относительно низкие значения максимумов ОСО и ПКО, причем максимум ОСО смещен на позднюю весну (апрель) (рис. 3).

Максимальному значению ОСО в марте 2004 г. соответствовали значительные вариации приземного давления от 703 до 721 мм рт. ст. во второй половине месяца при преобладающем северо-западном ветре. С усилением скорости ветра до 10 м/с происходил активный вынос арктических ВМ в пункт наблюдения, при этом среднесуточная приземная температура воздуха понижалась до -14°C .

Указанные процессы явились причиной заметного увеличения максимального ОСО относительно предыдущих двух зимних теплых годов. Одновременно наблюдались относительно высокие концентрации приземного озона, по сравнению с предыдущими годами соизмеримые только с ПКО 1999 г.

При анализе среднеквадратических отклонений ПКО и ОСО в весенний период (март) за все годы наблюдения в атмосфере Улан-Удэ установлено, что в марте, за период с 2001 по 2004 гг., вариации ПКО синхронно следуют вариациям ОСО с квазипериодом максимальных значений в два года, см. рис. 4. Обнаруженные связи между ПКО и ОСО являются проявлением усиления воздухообмена между верхними слоями атмосферы и приземным слоем в весенний период.

Вариации ПКО и ОСО в зимней атмосфере

Особый интерес представляют средние дневные значения ПКО и ОСО, измеренные в зимние месяцы, когда наблюдались пониженные температуры при усилении активности синоптических процессов, см. рис. 5. Интересно отметить, что в условиях полярной стратосферы в указанные периоды времени обнаружено продолжительное и стабильное существование циркумполярного вихря, внутри которого наблюдаются пониженные значения плотности озона (Рыскин и др., 2005).

Из рис. 5 видно, что вариации средних дневных значений ОСО и ПКО во временном интервале с 12.02. по 30.03. для каждого года и их межгодовая изменчивость отличаются существенной неоднородностью и представляют собой квазипериодические колебания. Главной особенностью вариаций ОСО и ПКО является многомодальный характер колебаний в отдельные периоды наблюдения. Наибольшие амплитуды колебаний ОСО и ПКО отмечены в марте 1999, 2001 и 2002 г. Относительно низкие значения ОСО и ПКО наблюдались в 2000 г. Характерной особенностью 2003 г. явились невысокие амплитуды вариаций ОСО в условиях перехода от зимы к весне, и лишь к середине марта они становятся значимыми.

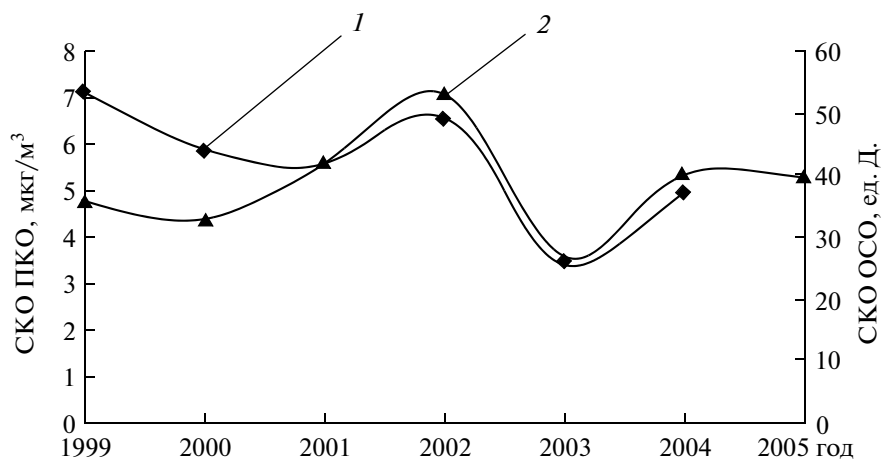


Рис. 4. Среднеквадратические отклонения ПКО – 1 и общего содержания озона – 2.

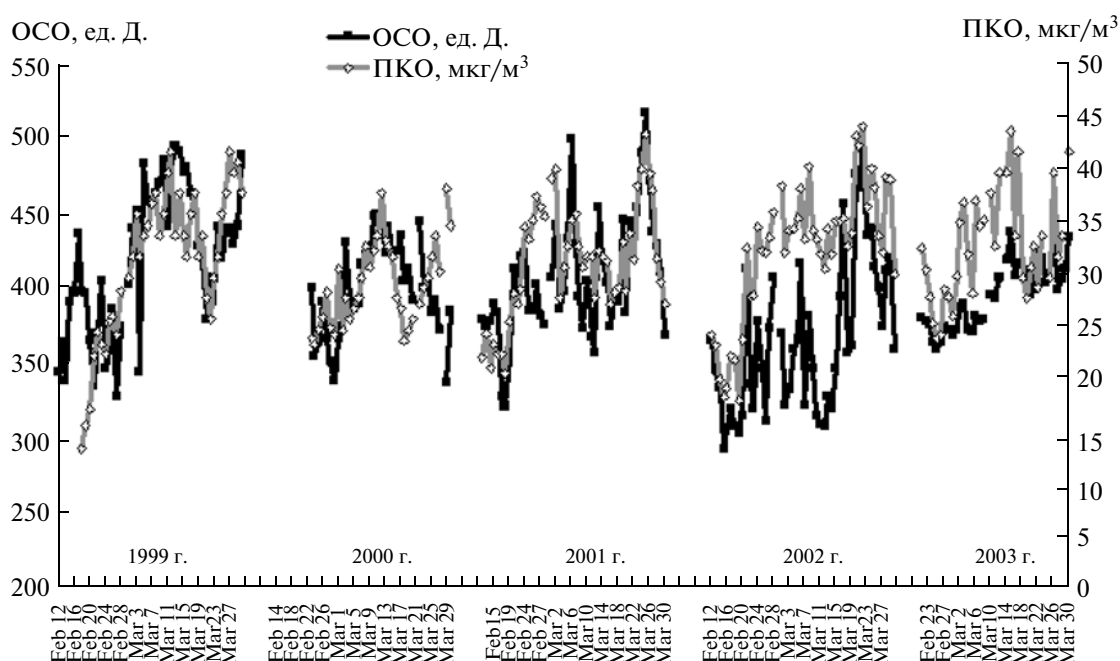


Рис. 5. Вариации ОСО и ПКО в зимне-весенний период в атмосфере г. Улан-Удэ.

Вариации ОСО в зимней стратосфере

В широтном поясе 52° с.ш.–68° с.ш. часто наблюдаются значительные согласованные вариации ОСО и концентрации озона на высоте 40 км, обусловленные зональной волновой структурой стратосферного полярного вихря и его эволюцией (рис. 6). Они могут охватывать значительные региональные масштабы в интервале времени от нескольких дней до месяца.

В сезоне 2003–2004 гг. в стратосфере Арктики наблюдался слабый неустойчивый вихрь, центр которого часто смещался из районов Кольского

п-ова и Северной Скандинавии к востоку (Куликов и др., 2007). В таких условиях наблюдаются вторжение в полярные широты воздуха с более высоким содержанием озона из умеренных широт и активное перемешивание воздушных масс. Большие градиенты концентрации озона в области вихря в направлении периферии вихря вызывают значительную изменчивость ОСО в точке наблюдения г. Улан-Удэ при эволюции вихря в средних широтах (рис. 6). Коэффициент корреляции вариаций концентрации озона на высоте 40 км на ст. Кируна (Северная Скандинавия) и ОСО в пункте наблюдения г. Улан-Удэ $R = 0.575 \pm 0.124$.

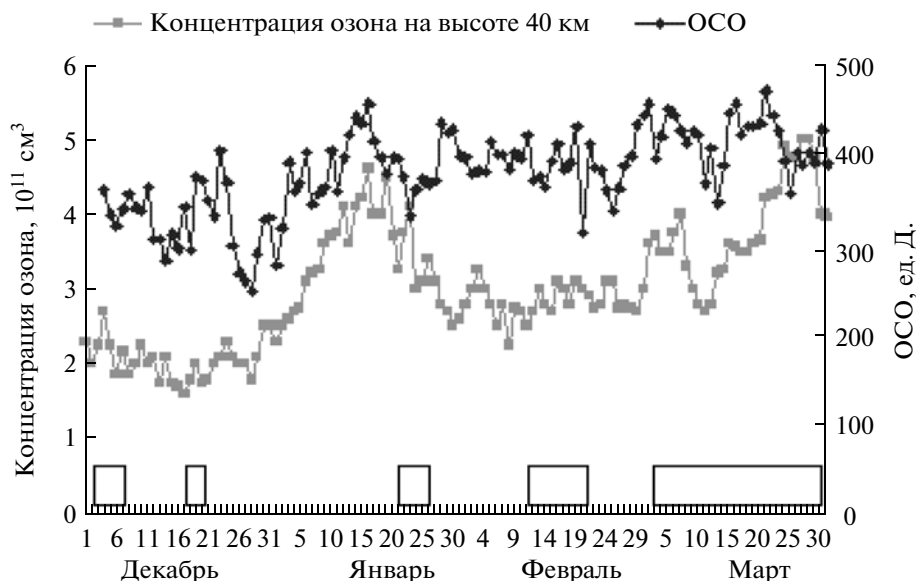


Рис. 6. Вариации концентрации озона на высоте 40 км (ст. Кируна, 68° с.ш., 20° в.д.) и общего содержания озона (Улан-Удэ, 51°50' с.ш., 107°30' в.д.) зимой 2003–2004 гг. Прямоугольниками на оси абсцисс отмечены периоды времени, когда пункт наблюдения находился вне границ полярного вихря или на его краю.

Сезонный рост ОСО в пункте наблюдения определяется временем разрушения стратосферного вихря во время весенней перестройки циркуляции.

Такому механизму приходится только удивляться, — какую большую площадь может занимать циркумполярный вихрь, и с какой удивительной стабильностью он может распространяться на такие огромные расстояния вглубь азиатского континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения приземного озона в условиях резко континентального климата г. Улан-Удэ позволили произвести оценку сезонно-суточных вариаций ПКО. Внутрисуточная изменчивость приземного озона близка к фоновой. В зимне-весенний период максимальные и минимальные вариации ОСО и ПКО обусловлены крупномасштабными и синоптическими процессами. Приход арктических воздушных масс в пункт наблюдения при антициклонах приводит к увеличению озона, вынос теплого воздуха с южных широт уменьшает количество озона. В весенний период активизация динамических процессов в стратосфере, имеющих квазидвухлетний цикл, приводит к интенсивному стратосферно-тропосферному обмену и вносит ощутимый вклад в увеличение ПКО через ОСО.

Установлено, что особенностью поведения ПКО в пункте наблюдения г. Улан-Удэ является отставание его среднемесячных максимальных значений в годовом ходе от аналогичных макси-

мумов ОСО в среднем на четверть периода основной гармоники (3 мес.).

Вариации общего содержания озона в зимней стратосфере существенно зависят от полярного вихря, эволюции которого могут оказывать свое влияние на значительных расстояниях в средних широтах. Свидетельством этому является хорошая корреляция между плотностью озона на высоте 40 км в центре полярного вихря и ОСО в пункте наблюдения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бутуханов В.П., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Ломухин Ю.Л. Связь концентрации озона с концентрацией окислов азота и температурой воздуха в приземном слое атмосферы г. Улан-Удэ // Метеорология и гидрология. 2005. № 10. С. 21–32.
- Бутуханов В.П., Ломухин Ю.Л. Вариации приземной концентрации озона в атмосфере г. Улан-Удэ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 4. С. 503–509.
- Вергасова Г.В., Кокоуров В.Д., Казимировский Э.С. Общее содержание озона на широте 52°N // Солнечно-земная физика. 2005. Вып. 7. С. 88–94.
- Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М. О связях долговременной изменчивости приземной концентрации озона с солнечной активностью и характеристиками общей циркуляции атмосферы по данным Европейских станций // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 1. С. 10–13.
- Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Кукин Л.М., Рыскин В.Г., Белоглазов М.И., Савченко В.Р. О поведении стратосферного озона в западном секторе Российской

Арктики зимой–весной 2003/2004 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 2. С. 260–265.
Потемкин В.Л., Шультайс Э.В. Сезонная динамика концентрации приземного озона над Восточным Саяном // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 4. С. 317–321.

Рыскин В.Г., Куликов Ю.Ю., Красильников А.А. Дистанционное зондирование озонового слоя в условиях зимней полярной стратосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 69. № 2. С. 291–294.
ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly_averages/ozone

Variations of Ozone in the Atmosphere of Ulan-Ude

V. P. Butukhanov, J. L. Lomukhin

Institute of Physical Materials Science, SB RAS, Ulan-Ude

The results of analyzing the relationship of the total ozone and surface ozone concentration for long-term observations in the atmosphere of Ulan-Ude, received from EP TOMS instrument and ground-based automated measurement system of gas impurities. Described features of the seasonal, diurnal and interannual variations daily. The relation of the total ozone with the concentration of ozone in the stratosphere during the winter passage of the polar vortex.

Keywords: ground level concentrations of ozone, total ozone, seasonal, diurnal and annual variations, anti-cyclonic and cyclonic circulation, stratosphere-troposphere exchange, the circumpolar vortex