

<b>Название журнала</b>	<b>ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА</b>					
<b>Издательство</b>	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"					
<b>Сведения о переименовании и переводе</b>	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>					
<b>Год выпуска</b>	2013	<b>Том</b>		<b>Номер выпуска</b>	2	
<b>Название статьи</b>					<b>Страницы</b>	<b>Цит.</b>
<b>ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА</b>						
	<b>СПЕКТРАЛЬНО-ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ ПО НАЗЕМНЫМ ДИСТАНЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ</b> <i>Сидько А.Ф., Ботвич И.Ю., Письман Т.И., Шевырновов А.П.</i>				3	1
<b>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ</b>						
	<b>МОНИТОРИНГ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ РОССИЙСКОГО ГЕОСТАЦИОНАРНОГО МЕТЕОСПУТНИКА "ЭЛЕКТРО-Л"</b> <i>Крамчанинова Е.К., Успенский А.Б.</i>				12	0
	<b>МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ И ТРЕНД ПРОДУКЦИИ НЕОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА КОККОЛИТОФОРНОГО ПРОИХОЖДЕНИЯ В АРКТИКЕ ЗА ПЕРИОД 2002-2010 ГГ. ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ</b> <i>Петренко Д.А., Заболотских Е.В., Поздняков Д.В., Кунийон Ф., Карлин Л.Н.</i>				19	0
	<b>ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ЭВОЛЮЦИЮ И РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ЛЕТОМ 2010 Г</b> <i>Ситнов С.А., Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Карпов А.В.</i>				28	3
	<b>ДИНАМИКА АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ И БЫСТРОЕ ОБНОВЛЕНИЕ ВОД УССУРИЙСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) ПО СПУТНИКОВЫМ И МОРСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ</b> <i>Рогачев К.А.</i>				42	1
	<b>ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЙ ПОВЕРХНОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ</b> <i>Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В.</i>				50	1
<b>МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ</b>						
	<b>ОПИСАНИЕ ПРОГРАММНЫХ МОДУЛЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ЛАЗЕРНОЙ ЛОКАЦИИ И ЦИФРОВОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ЛЕСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ</b> <i>Данилин И.М., Фаворская М.Н.</i>				62	2
<b>КОСМИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ, СИСТЕМЫ И ПРОГРАММЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА</b>						
	<b>КОМПЛЕКС МНОГОЗОНАЛЬНОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ НА БОРТУ КА "МЕТЕОР-М" № 1: ТРИ ГОДА НА ОРБИТЕ</b> <i>Аванесов Г.А., Полянский И.В., Жуков Б.С., Никитин А.В., Форш А.А.</i>				74	10
<b>РЕЦЕНЗИИ</b>						
	<b>АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА / ПОД РЕД. АКАДЕМИКА В. Г. БОНДУРА. М.: НАУЧНЫЙ МИР, 2012. 558 С.: ИЛ. + 52 С. ЦВ. ИЛ</b> <i>Касимов Н.С.</i>				84	0
<b>СООБЩЕНИЯ, ИНФОРМАЦИЯ</b>						
	<b>НАЗЕМНО-КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ В АРКТИКЕ</b> <i>Симаков В.В., Ведешин Л.А., Зеркаль А.Д.</i>				86	0
	<b>XXIV МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ "МОРСКИЕ БЕРЕГА ЭВОЛЮЦИЯ, ЭКОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА", Г. ТУАПСЕ, 16 ОКТЯБРЯ 2012 Г</b> <i>Мелентьев В.В., Шилин М.Б.</i>				88	0

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

СПЕКТРАЛЬНО-ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ  
ПО НАЗЕМНЫМ ДИСТАНЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

© 2013 г. А. Ф. Сидько<sup>1, 2\*</sup>, И. Ю. Ботвич<sup>1, 2</sup>, Т. И. Письман<sup>1</sup>, А. П. Шевырнов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт биофизики СО РАН, Красноярск

<sup>2</sup>Сибирский федеральный университет, Красноярск

\*E-mail: Sidko@ibp.krasn.ru

Поступила в редакцию 21.06.2012 г.

Представлены результаты исследования отражательных и спектрально-поляризованных характеристик лесных древостоев, посевов с.-х. культур, полученных в полевых условиях. Установлено, что минимум яркости посевов приходится на углы 25°–30° относительно надира. Показано, что хвойные и лиственные древостои обладают схожими спектрами отражения поляризованного света. При этом у всех хвойных древостоев поляризованная составляющая будет меньше, чем у лиственных. Показано, что у широколиственных посевов с.-х. культур (кукуруза) поляризованная составляющая оказывает большее влияние на отражательную способность в красной и ИК-областях спектра.

**Ключевые слова:** спектрально-поляризованные характеристики, сельскохозяйственные культуры, лиственные и хвойные древостои, коэффициент спектральной яркости, поляризация

DOI: 10.7868/S0205961413020115

## ВВЕДЕНИЕ

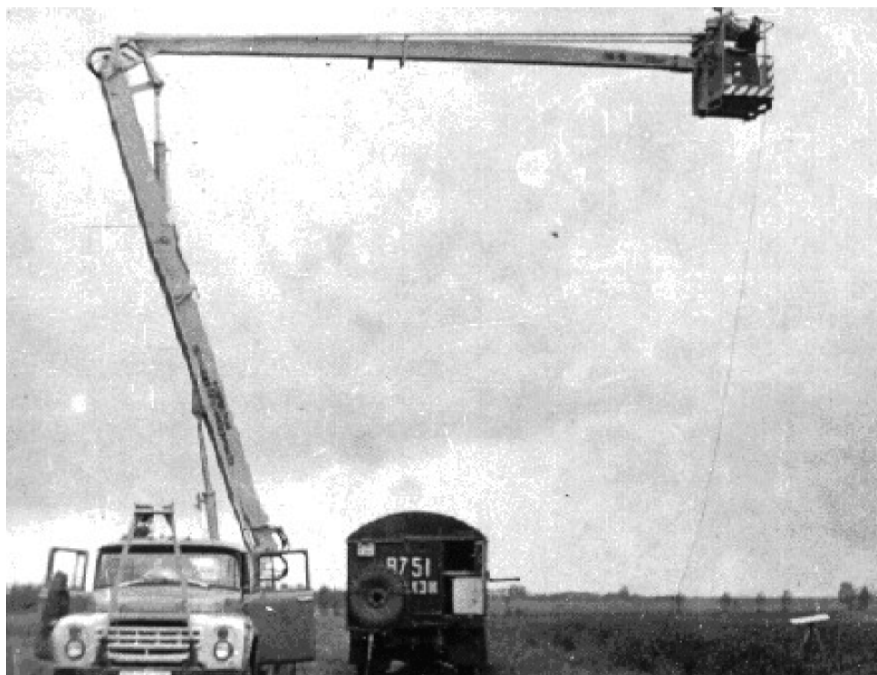
Важнейшей задачей спутникового мониторинга растительных ценозов суши и развития наземных дистанционных оптических методов являются методические разработки идентификации с.-х. (сельскохозяйственных) угодий, определение видового состава растительности и оценка морфофизиологических характеристик растений (Козодеров и др., 2008; Черепанов, Дружинина, 2009; Gitelson et al., 2005; Suomalainen et al., 2009). Развитие средств космического мониторинга посевов с.-х. культур, хвойных и лиственных древостоев дает возможность улучшить сбор и получение спектрофотометрической информации с последующей качественной и количественной интерпретацией экспериментального материала (Козодеров и др., 2008; Черепанов, Дружинина, 2009).

Отражательная способность растительных покровов (РП) несет в себе значительный объем информации о морфофизиологическом состоянии растений. Интенсивность зеркально отраженного солнечного света от РП часто настолько велика, что покровы, наблюдаемые в направлении на Солнце, кажутся белесыми, а не зелеными (Vanderbilt et al., 1985a). Из закона Френеля следует, что свет, отраженный гладкими поверхностями листьев растений, является поляризованным.

Величина поляризованной составляющей существенно зависит от угла падения света на поверхность листа, показателей преломления воскового слоя и шероховатости его поверхности (Розенберг, 1985; Кизель, 1973; Выгодская, Горшкова, 1987; Vanderbilt et al., 1985a). Данная информация зависит от вида растительности, она потенциально связана с морфофизиологическим состоянием и стадией развития РП. Поляризационные измерения являются потенциальным источником полезной информации о состоянии растительности посевов с.-х. культур при спутниковых измерениях.

Данные исследования позволяют определять взаимосвязь спектрофотометрических характеристик растительности с параметрами, характеризующими их состояние, в том числе по морфофизиологической структуре посевов с.-х. культур в различные периоды вегетации.

Настоящая статья посвящена исследованию спектрально-поляризованных характеристик лесных сообществ и с.-х. посевов для оценки возможности применения наземных дистанционных методов при анализе оптической информации отраженного и поляризованного света.



**Рис. 1.** Дистанционная регистрация спектральных коэффициентов яркости растительных покровов (посевов) спектрофотометром, установленным в корзине автовышки.

## МЕТОДИКА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования по оценке отраженного и поляризованного света лесных сообществ и с.-х. посевов проводились нами в центральных и южных районах Красноярского края. В качестве основных растительных объектов исследования использовались: хвойные и лиственные древостои, посевы пшеницы (*Triticum aestivum*) и кукурузы (*Zea mays L. ssp. mays*). Площади фотометрируемых участков составляли от 200 га и более. Регистрация отражательной способности РП проводилась в полевых натуральных условиях (рис. 1). На рис. 1 представлен общий вид, а на рис. 2 — оптическая схема регистрации спектрально-поляризованных характеристик РП.

Регистрация поляризованных спектров яркости РП (СКЯ) проводилась нами с автовышки с высот от 10 до 18 м в ясную безоблачную погоду двулучевым спектрофотометром ПДСФ. Для получения поляризованных спектров на канал измерения надевалась вращающаяся на 360° насадка (с поляридом) с делением по градусам (через 2°) по методике, описанной ранее (Сидько, 2003; Сидько, Shevurnogov, 2000; Сидько, 2004). В качестве эталона сравнения использовалась свеженапыленная алюминиевая площадка (1 м<sup>2</sup>), покрытая окисью магния (MgO) (рис. 1, 2). Данный эталон обладает наилучшими фотометрическими отражающими свойствами и наиболее полно отвечает условиям ортотропных поверхностей, что способствует получению наиболее точных значений

СКЯ исследуемых объектов в полевых условиях. Он ортотропен и обладает косинусной характеристикой при высотах Солнца  $h_0 \geq 25^\circ$ . Измерение спектров производилось в спектральном диапазоне от 400 нм до 850 нм со спектральным разрешением  $\pm 2$  нм. Угол регистрации объектов составлял 20°–30° от надира. Для получения более полной картины о распределении СКЯ по исследуемому объекту регистрировали от 20 до 30 спектров, по которым рассчитывались средние значения.

Геометрия РП очень сложна и практически не поддается точному математическому описанию, однако было установлено, что для оценки их отражательных свойств особо важны три физических параметра: индекс листовой поверхности (LAI), проективное покрытие (LAD) и угловое распределение листьев. Оптические свойства РП определяются отражательной и поглощательной способностью фитоэлементов растений (стебли, листья, хвоя), а также их наземной растительной массой (Выгодская, Горшкова, 1987; Vanderbilt et al., 1985a; Xinli Hu, 2009). В общем случае оптические свойства РП определяются следующими пятью физическими факторами:

- 1) оптическими свойствами листа;
- 2) геометрией покрова (LAI) и угловым распределением фитоэлементов;
- 3) отражательной способностью почвы;
- 4) углом освещения и визирования;

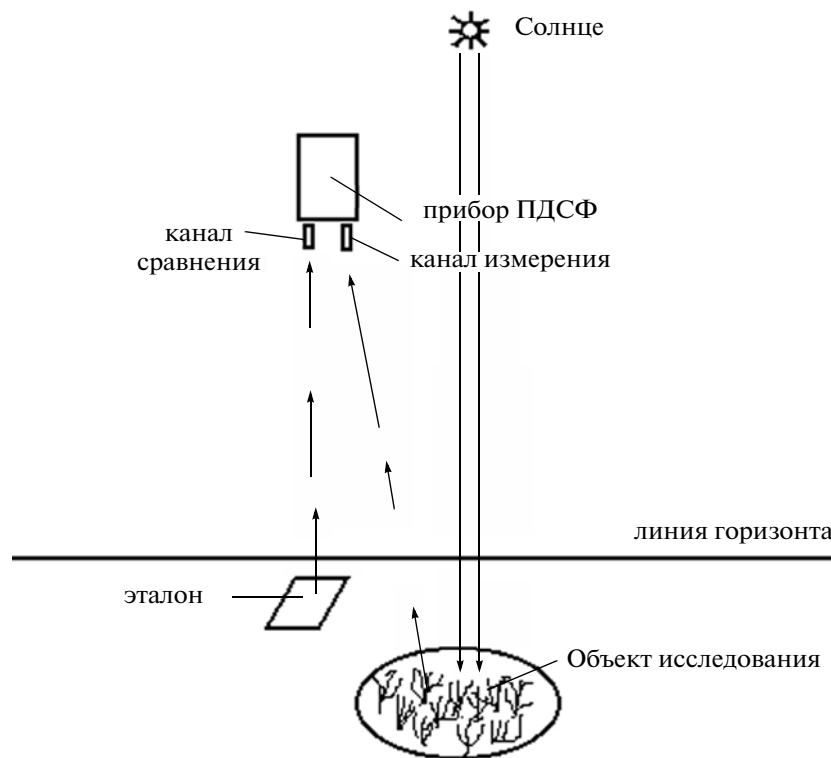


Рис. 2. Оптическая схема регистрации спектрально-поляризованных характеристик РП.

5) атмосферным пропусканием солнечного излучения.

Листовой индекс LAI ( $\text{м}^2/\text{м}^2$ ), или относительная поверхность растительного ценоза определяется отношением суммарной односторонней площади листьев растения к площади почвы, занятой этим растением (Выгодская, Горшкова, 1987)

$$\text{LAI} = kldN,$$

где  $l$  — длина листа;  $d$  — наибольшая ширина листа;  $k$  — коэффициент пропорциональности, определенный экспериментально для листьев данной культуры,  $N$  — количество листьев растений, отнесенных к единице площади почвы. При регистрации спектров яркости поляризованной составляющей и неполяризованной составляющей СКЯ для хвойных и лиственных древостоев площадь фотометрируемого покрова LAI составляла  $0.7\text{--}0.8 \text{ м}^2$ , а для посевов и травостоев  $1.2\text{--}1.3 \text{ м}^2$ .

Проективное покрытие ( $B$ ) или сомкнутость покрова (LAD) определяется как доля почвы, закрытая растительностью при вертикальном наблюдении (в надир), которая существенно зависит от листового индекса растений и углового распределения фитоэлементов. В общем виде  $B$  определяется из соотношения для доли просветов фитоэлементов растений относительно почвы

$$B = 1 - e^{1/D - (G/\cos(j))L},$$

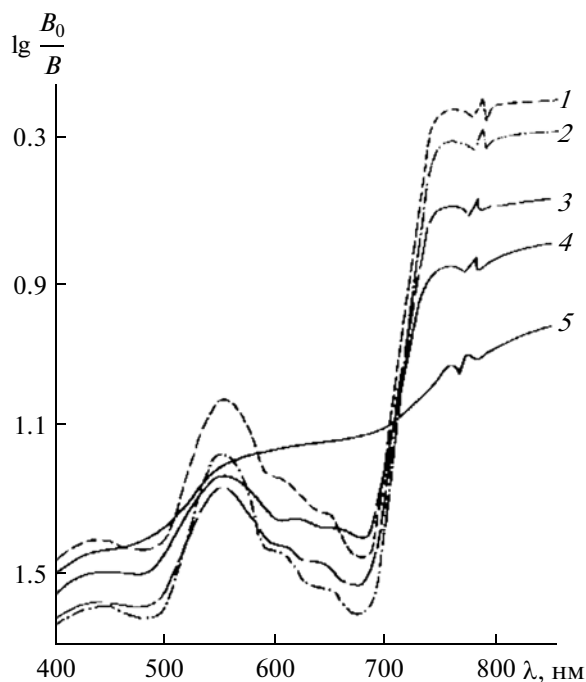
где  $D$  — относительная дисперсия — параметр, характеризующий тип размещения фитоэлементов в пространстве;  $j$  — угол визирования;  $G$  — интегральная функция распределения углов наклона фитоэлементов.

Как уже отмечалось, коэффициент проективного покрытия тесно связан с угловым распределением фитоэлементов растений, а, следовательно, существенно влияет на индикатрису отражения от растительного покрова в целом. Поскольку коэффициент яркости системы почва-растительность зависит от величины наземной растительной массы, то форма индикатрисы тоже зависит от растительной массы, и каждый вид растений характеризуется собственным семейством индикатрис (диаграмм) яркостей (Выгодская, Горшкова, 1987).

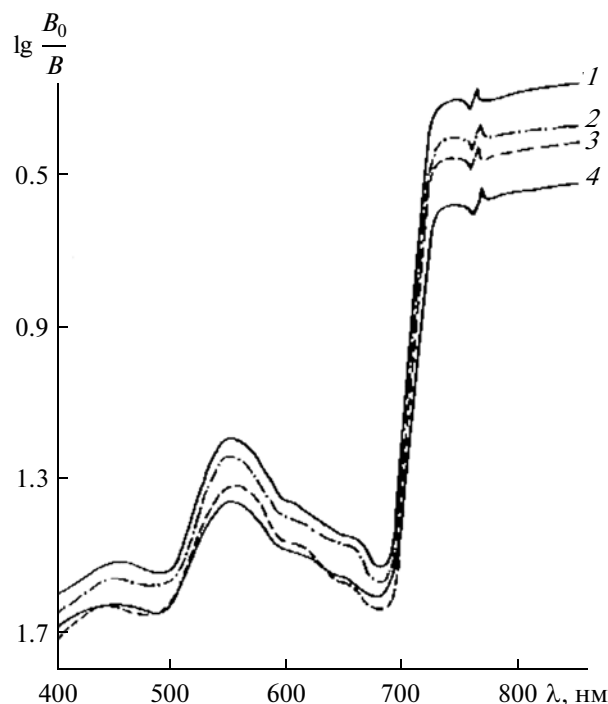
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

### *Исследование отражательных свойств растительности*

Ранее проведенные исследования показали, что РП с различной архитектурой, структурой фитоэлементов и различными оптическими свойствами листа должны иметь различную угловую зависимость СКЯ от угла визирования (Sid'ko, Shevyrnogov, 2000; Сидько, 2008; Pugacheva, 2010).



**Рис. 3.** Спектры коэффициентов яркости посева ячменя в стадии всходов в зависимости от угла визирования: 1 – 70°–75°; 2 – 60°–70°; 3 – 25°–30°; 4 – 0° от надира; 5 – почва у края поля.



**Рис. 4.** Кривые СКЯ посева пшеницы в стадии кушения в зависимости от угла визирования: 1 – 70°–75° от надира; 2 – 50°–55°; 3 – 20°–15°; 4 – надир.

Измерения СКЯ, проведенные не в надир, показали, что они могут служить источником дополнительной информации по распознаванию и классификации растительности. Шероховатая, неровная поверхность верхней границы растений, взаимное экранирование и затенение фитоэлементов внутри посева определяет максимум обратного рассеяния – обратный блеск и уменьшение яркости РП при увеличении угла между линией визирования и направлением падения солнечных лучей. Коэффициенты отражения фитоэлементов (листья, колосья) растений посева, как правило, превышают коэффициенты пропускания, и это проявляется в асимметрии углового распределения яркости посева в целом в сторону обратного отражения (обратный блеск) (рис. 3).

На рис. 3 представлены зависимость СКЯ посева ячменя от углов визирования в период всходов, когда высота растений не превышала 15 см. В этот период развития растения не полностью перекрывают почву. Результаты исследований показали, что на начальной стадии вегетации посева при наблюдении в надир сказывается влияние почвы (кривая 4), но по мере увеличения угла визирования от надира это влияние уменьшается (кривые 1, 2, 3). При этих углах визирования доминирующим фактором становится отражение от фитоэлементов растений. Минимум яркости приходится на углы 25°–30° относительно надира. С дальнейшим увеличением угла визирования

(кривая 1 и 2) начинает проявляться эффект обратного блеска, особенно в красной и ИК-областях спектра, что приводит к резкому увеличению значений СКЯ в этих диапазонах.

На рис. 4 представлены спектры яркости посева пшеницы в стадии кушения, высота растений составляла 30–35 см, при этом почва была полностью закрыта. Регистрация спектров производилась при тех же условиях. Было установлено, что в этот период развития растений различия СКЯ при изменении угла визирования относительно надира минимальны, отличия не превышали 25% в ИК-области и 10–13% в зеленой области (кривые 1 и 4). Это обусловлено тем, что фитоэлементы посева расположены преимущественно горизонтально, растения однородны и система почва–растительность является близкой к ламбертовским рассеивателям. Дневной ход кривых СКЯ в этот период имеет незначительные отклонения и подчиняется нормальному закону распределения.

Другие результаты углового распределения интенсивности отражения СКЯ наблюдаются у посева пшеницы в стадии колошения. На рис. 5 представлены индикатрисы отражения посева, полученные под различными углами и при различной высоте Солнца  $h_0$ . Шероховатость верхней границы РП, взаимное экранирование и затенение фитоэлементов внутри посева обуславливает максимум обратного рассеяния – обратный

блеск и уменьшение яркости РП при увеличении угла между линией визирования и направлением падения солнечных лучей. Коэффициенты отражения фитоэлементов (листья, колосья) растений посева, как правило, превышают коэффициенты пропускания, это проявляется в асимметрии углового распределения яркости посева в целом в сторону обратного отражения (зеркальный блеск). Эффект смещения максимума яркости от надира в зеркальную сторону обусловлен зеркальным отражением падающей радиации от листьев и наличия затенений внутри посева.

Исследования индикатрис отражения посевов пшеницы в стадии колошения и дневного хода СКЯ показали, что в утренние и вечерние часы, когда высота Солнца  $h_0$  над уровнем горизонта имеет минимальные значения ( $10^\circ$ – $25^\circ$ ), наблюдается эффект “зеркального блеска”. Данный эффект наблюдается при спектрофотометрировании с автовышки по лучу в результате того, что прибором фотометрируется не вся толща РП, а лишь его вертикальная часть – колосья. Колосья представляют собой цилиндрические поверхности. Величина данного эффекта может достигать более 100% в ближней ИК-области и монотонно убывает в коротковолновой области. Так, в области 550 нм, он уже составляет 20–30% от реальных значений СКЯ. Начиная с 10:00 и до 17:00 значения СКЯ посева в стадии колошения принимают истинные, достоверные значения и не меняются при регистрации их как по лучу, так и против Солнца.

Проведенные исследования индикатрис отражения различных видов посевов с.-х. культур показали, что последние имеют существенные различия, которые зависят от высоты Солнца, а также характеризуются наличием зеркального отражения. Зеркальное отражение обусловлено структурой растений и проявляется более ярко в ИК-области, где доминирует однократное отражение, а пропускание света фитоэлементами ценоза (листья) незначительно. Зеркальное отражение от фитоэлементов растений происходит на границе между воздухом и восковым слоем кутикулы листа. Необходимо отметить, что для различных культур данный эффект будет различным, что закладывает основу для видовой диагностики РП (Vanderbilt, 1985a).

Эффект смещения максимума яркости от надира в зеркальную сторону – сторону, противоположную падению солнечных лучей, – обусловлен зеркальным отражением падающего светового потока от листьев. При этом смещение максимума СКЯ обнаруживается сильнее в плоскости вертикали Солнца в спектральных областях сильного поглощения света растениями, где отраженный поток радиации определяется однократным рассеянием. Следовательно, основными фактора-

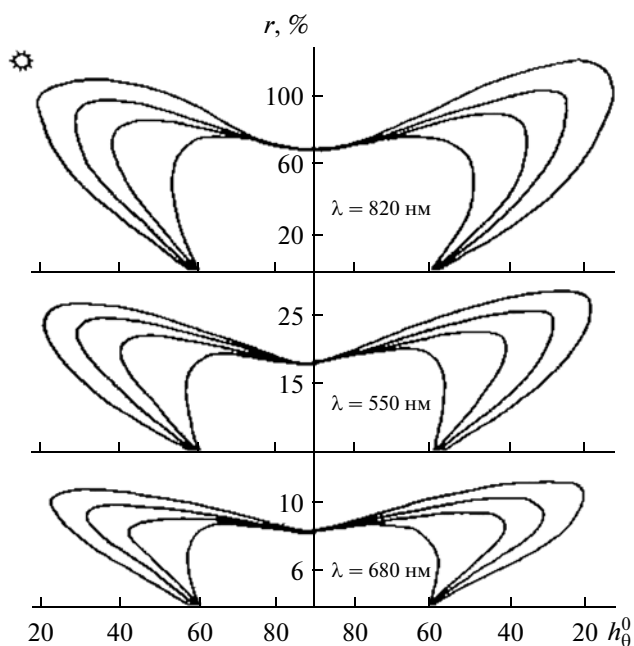


Рис. 5. Индикатрисы отражения посева пшеницы в стадии колошения при наблюдении в надир, в зависимости от угла Солнца  $h_0$ .

ми, влияющими на отражательную способность РП, являются, следующие: содержание фитопигментов, наземная фитомасса, архитектура растений, проективное покрытие в системе почва – растительность, метеорологические условия, фаза фенологического развития растения, высота Солнца  $h_0$  и угол визирования покрова.

#### Исследование поляризованных свойств растительности

Поляризованные характеристики излучения удобно определять из совокупности значений четырех величин параметров Стокса, которые имеют размерность интенсивности (яркости) и могут быть измерены (Борботько, Беляев, 2008; Кизель, 1973; Розенберг, 1955; Vanderbilt, 1985b). Если обозначить параметры Стокса  $I$ ,  $G$ ,  $U$ ,  $V$ , то для квазимонохроматического луча они могут быть выражены следующим образом:

$$I = (E_x^2 + E_y^2), \quad G = (E_x^2 - E_y^2), \\ U = (2E_x E_y \cos \delta), \quad V = (2E_x E_y \sin \delta),$$

где  $E_x$  и  $E_y$  – амплитуды составляющих электрического вектора вдоль осей  $O_x$  и  $O_y$  в прямоугольной системе координат, перпендикулярной к направлению распространения излучения;  $\delta$  – разность фаз между составляющими вдоль осей. Так как поляризационные характеристики определяются величинами, имеющими размерность яркости, то поляриметры конструктивно состоят из

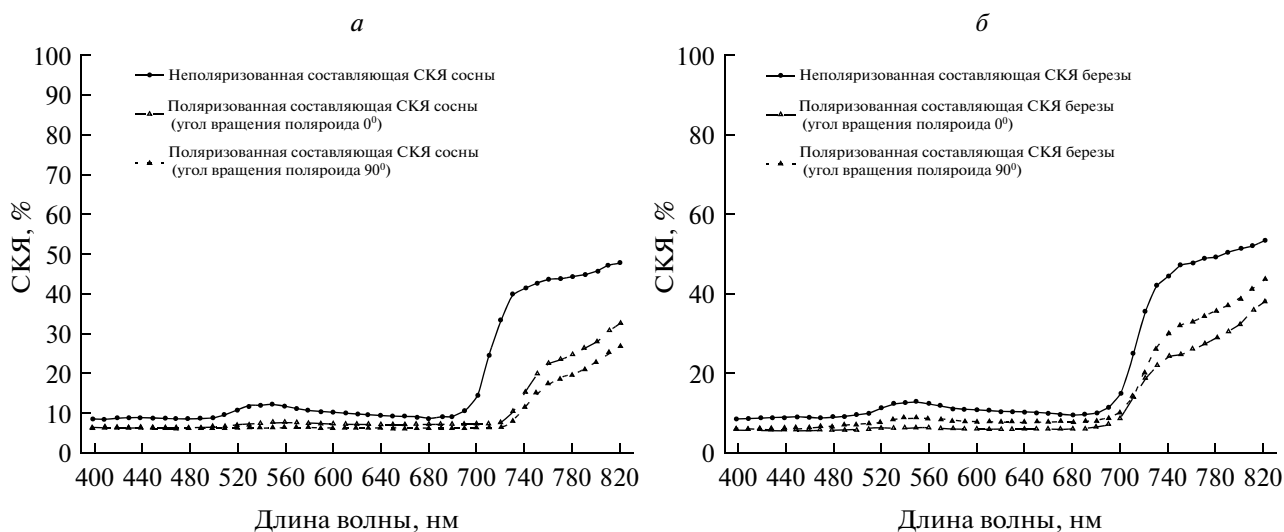


Рис. 6. Кривые СКЯ: *a* – сосны; *б* – березы.

тех же элементов, что и радиометры, используемые для измерения яркостных характеристик природных образований.

Широкое применение при дистанционном исследовании нашли поляриметры, в которых степень поляризации определяется методом амплитудной модуляции при вращении самого анализатора. На основании закона Малюса прошедшую через анализатор (поляроид) радиацию при его вращении можно представить в следующем виде:

$$P = \frac{I_{\max} - I_{\min}}{I_{\max} + I_{\min}},$$

для плоско-поляризованного света  $I_{\min} = 0$  и  $P = 1$ , для естественного (неполяризованного) света  $I_{\max} = I_{\min}$  и  $P = 0$ .

Известно, что информация, которая содержит в себе поляризованную составляющую СКЯ РП, потенциально связана с физиологическими параметрами, видовым составом и фазой вегетации растений и в общем случае характеризует состояние растительности (Vanderbilt, 1985). При интерпретации аэрокосмической информации прямо или косвенно используются данные локальных спектрофотометрических измерений растительных объектов (спектральные портреты). Наземные дистанционные методы по чувствительности и точности определения спектрального состава излучения, отраженного от системы почва-растительность, намного превосходят результаты измерений, выполненных другими методами – фотографическими и спектрографическими (Выгодская, Горшкова 1987; Козодеров 2008; Черепанов, Дружинина, 2008).

Исследование степени поляризации рассеянного света, отраженного от РП, тесно связано с учетом оптических свойств их фитоэлементов (ли-

стья, хвоя, стебли и др. элементы), которые определяются характеристиками кутикулы поверхностей, покрытых слоем воска. Этот восковой слой в основном определяет структуру поверхности растительных тканей в микроскопическом масштабе. Эпикутикулярные кристаллы воска имеют различную геометрическую конфигурацию и могут быть упорядочено-ориентированы под различными углами к кутикуле листа, что и определяет поляризационные и рассеивающие свойства растений. Отраженный свет будет полностью поляризованным, если угол отражения совпадает с углом Брюстера ( $55^\circ$ ) (Розенберг, 1955; Suomalainen et al., 2009). При других углах наблюдения излучение, отраженное от РП, будет только частично поляризовано, а степень поляризации будет описываться формулами Френеля. Основной причиной поляризации рассеянного света фитоэлементами является отражение, поскольку при перемещении и изгибании листьев растений от солнечного света световое пятно на поверхности листьев смещается (Vanderbilt, 1985).

Зеркальная составляющая отраженного света от листьев будет зависеть от показателя преломления поверхностного слоя воска и его геометрической структуры. При дистанционном измерении поляризации от РП основным источником излучения является прямой солнечный неполяризованный свет. Зависимость поляризационной составляющей СКЯ ( $R_p$ ) от длины волны для зеленых растений не типична. Происходящие изменения структуры поверхности листьев влияют на оптические свойства отражения и рассеяния. На рис. 6 показаны типичные кривые СКЯ березы и сосны в июле.

Результаты измерений показали, что хвойные и лиственные древостои обладают схожими спек-

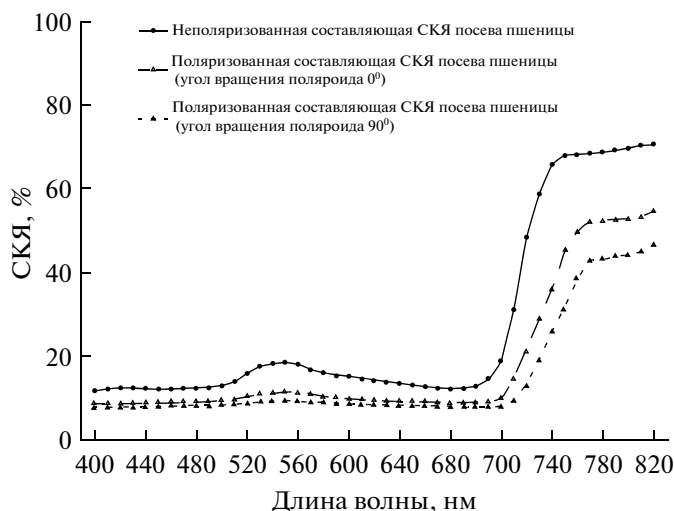


Рис. 7. Типичные спектры яркости посева пшеницы.

трами отражения поляризованного света. При этом у всех хвойных древостоев имеющих игольчатое строение кроны, поляризованная составляющая будет меньше, чем у лиственных. Хвойные древостои являются сильно рассеивающими объектами в обратном направлении, поэтому являются слабыми поляризаторами. Лиственные древостои (рис. 6б) имеют большую степень поляризованной составляющей  $R_p$  в обратном направлении, чем хвойные (рис. 6а). Так, в зеленой области спектра она составляет 15–25%, а в ИК-области составит 5–10%. Следует выделить в этом ряду осину, имеющую характерное своеобразное строение листа, которое увеличивает степень поляризации ее. Она будет больше на 8–10%. При вращении поляроида на  $90^\circ$ ,  $180^\circ$  и  $270^\circ$  на канале измерения, СКЯ от объектов исследования носят одинаковый повторяющийся характер.

На рис. 7 приведены спектры яркости посева широколиственной пшеницы сорта “Равнина”, а на рис. 8 – травы под пологом леса. Кривые СКЯ травостоев и посевов с.-х. угодий имеют отличия от хвойных и лиственных древостоев. Так, посевы и травостои обладают высокими отражательными свойствами, даже при углах регистрации, близких к надиру. Регистрация спектров от объектов исследования производилась в направлении по лучу Солнца, чтобы избежать эффекта зеркальной составляющей. Спектры яркости с поляроидом (поляроид надет на канал измерения) представлены на рис. 7 и 8.

Результаты исследований показали, что травостои и посевы с.-х. культур обладают высокими отражательными свойствами. Поляризованная составляющая при  $0^\circ$  и  $90^\circ$  имеет тенденцию монотонно уменьшаться от коротковолновой области ( $\lambda = 400$  нм) до ближней ИК-области ( $\lambda = 820$  нм),

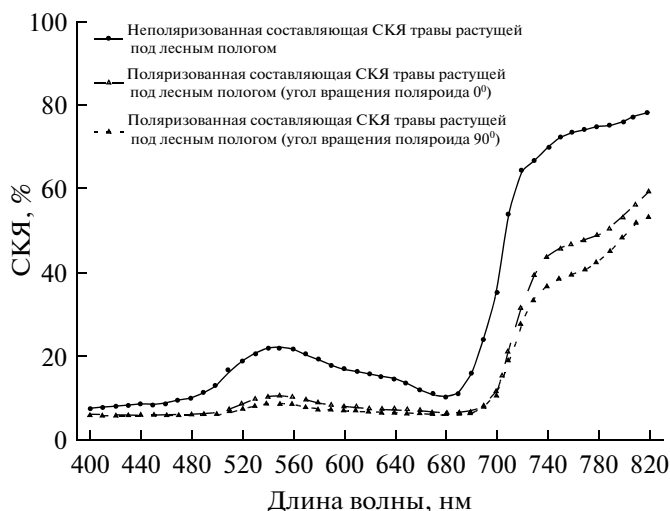


Рис. 8. Спектры яркости травы, растущей под пологом леса.

причем в большей степени в зеленой и красной областях спектра. Максимальные значения СКЯ могут колебаться от 20 до 35% от своих абсолютных значений.

На этом фоне посевы кукурузы следует выделить отдельно от остальных посевов с.-х. культур (рис. 9). Кукуруза обладает большой фитомассой, высоким содержанием хлорофилла ( $C_{хл} > 4.5$  мг/дм<sup>2</sup>) в листьях растений и высоким отражением. В спектральном диапазоне от 400 нм до 700 нм поляризационная составляющая при повороте поляроида в канале измерения на  $0^\circ$  и  $90^\circ$  изменения СКЯ практически отсутствуют (1–2%). В ближней ИК-области спектра  $>720$  нм поляризационная составляющая посевов кукурузы меня-

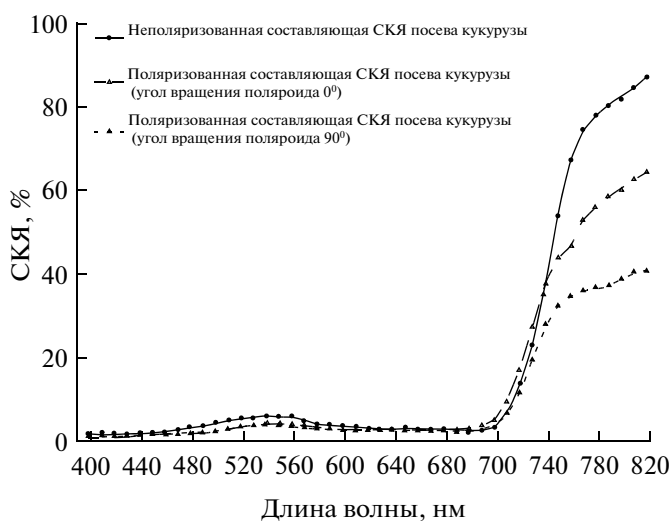


Рис. 9. Типичные спектры яркости кукурузы.

ется от 25 до 40%. Это обусловлено ее структурой и морфологией поверхности листа растения.

Результаты проведенных исследований показали, что необходимо продолжить измерения СКЯ поляризационной составляющей РП не только при углах, близких к надиру, но и под различными углами от линии горизонта. Несмотря на определенные успехи в области применения дистанционных методов при оценке состояния с.-х. посевов следует заметить, что сдерживающим фактором в их развитии является отсутствие комплексного экспериментального материала, полученного в полевых условиях в течение всего вегетационного периода.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования спектрально-поляризованных характеристик растительных покровов показали, что неполяризованные измерения СКЯ растений несут в себе больше полезной информации, чем поляризованные. Поляризационная составляющая может служить дополнительной информацией по яркостным измерениям РП. Это позволит построить более надежные модели по динамике отражательной способности растительности в течение вегетационного периода.

Результаты работы представлены в следующих выводах:

1) показано, что основными факторами, влияющими на отражательную способность РП, являются морфофизиологические параметры, архитектура растений, высота Солнца  $h_0$  и угол визирования;

2) установлено, что минимум яркости посевов приходится на углы  $25^\circ$ – $30^\circ$  относительно надир. При увеличении угла визирования начинает проявляться эффект обратного блеска, особенно в красной и ИК-областях спектра, что приводит к резкому увеличению значений спектральных коэффициентов яркости в этих областях;

3) показано, что хвойные и лиственные древостои обладают схожими спектрами отражения поляризованного света. При этом у всех хвойных древостоев поляризованная составляющая будет меньше, чем у лиственных;

4) показано, что у широколиственных посевов с.-х. культур (кукуруза) поляризованная составляющая СКЯ оказывает наибольшее влияние на отражательную способность в красной и ИК-областях спектра.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Борботько Т.В., Беляев Ю.В.* Спектрально-поляризационные свойства композиционного материала с наполнителем растительного происхождения // Журнал прикладной спектроскопии. 2008. Т. 75. № 3. С. 419–421.

*Выгодская Н.Н., Горшкова И.И.* Теория и эксперимент в дистанционных исследованиях растительности. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 245 с.

*Кизель В.А.* Отражение света. М.: Наука, 1973. 351 с.

*Козодеров В. В., Кондранин Т.В., Дмитриев Е. В. и др.* Инновационная технология обработки многоспектральных космических изображений земной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 1. С. 56–72.

*Розенберг Г.В.* Вектор – параметр Стокса (матричные методы учета поляризации в приближении лучевой оптики) // Усп. физ. наук. 1955. Т. 56. № 1. С. 77–109.

*Сидько А.Ф.* Аппаратура высокого разрешения и результаты исследования растительности и водных поверхностей // Очерки экологической биофизики / Под ред. Т.Г. Воловой. Новосибирск: Наука, 2003. С. 356–370.

*Сидько А.Ф., Пугачева И.Ю., Шевырнов А.П.* Исследование динамики спектральной яркости посевов сельскохозяйственных культур в период вегетации на территории Красноярского края // ДАН. 2008. Т. 419. № 3. С. 417–420.

*Черепанов А.С., Дружинина Е.Г.* Спектральные свойства растительности и вегетационные индексы // Геоматематика. 2009. № 3. С. 28–31.

*Gitelson A.A., Vin˘a A., Ciganda V., Rundquist D.C., Arkebauer T.J.* Remote estimation of canopy chlorophyll content in crops // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L08403. doi:10.1029/2005GL022688.

*Pugacheva I.Yu., Sid'ko A.F., Shevyrnogov A.P.* A study of backscattered spectra dynamics of agricultural crops during growth period on the territory of the Krasnoyarskii Krai (Russia) // Adv. Space Res. 2010. V. 45. P. 1224–1230.

*Sid'ko A.* Remote assay for chlorophyll photosynthetic potential of crops on the example of wheat // Biol. Bull. 2004. V. 31. № 5. P. 450–456.

*Sid'ko A.F., Shevyrnogov A.P.* Seasonal dependence of the spectral brightness of agricultural crops on plant chlorophyll content and physiological parameters // Earth. Obs. Rem. Sens. 2000. № 16. P. 487–500.

*Suomalainen J., Hakala T., Puttonen E., Peltoniemi J.* Polarised bidirectional reflectance factor measurements from vegetated land surfaces // J. Quantitat. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2009. V. 110. P. 1044–1056.

*Vanderbilt V.C., Grant T.L., Daughtry C.S.T.* Polarization of light scattered by vegetation // ТИИЭР. 1985а. Вып. 6. Т. 73. С. 72–85.

*Vanderbilt V.C., Grant T.L., Biehl L.L., Robinson B.F.* Specular, diffuse, and polarized light scattered by two wheat canopies // Appl. Optics. 1985b. V. 24. № 15. P. 2408–2418.

*Xinli H., Xingfa G., Tao Y., Qingyan M.* Polarized reflectance characteristics of plant canopies including atmospheric aerosol optical properties // Multispectral image acquisition and processing. Proc. SPIE. October 30, 2009. MIPPR, 2009. V. 7494. P. 749405-1-749405-8. doi:10.1117/12.831987.

## Spectral-Polarization Characteristics of Plant Cover in the Krasnoyarsk Territory on Land-Based Remote Sensing

A. F. Sidko<sup>1,2</sup>, I. Yu. Botvich<sup>1,2</sup>, T. I. Pisman<sup>1</sup>, A. P. Shevyrnogov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Biophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk*

<sup>2</sup> *Siberian Federal University, Krasnoyarsk*

The results of the study of reflection and spectral-polarization characteristics of forest stands, agricultural crops were obtained in the field. It is established that the minimum brightness of the crop accounts for the angles 25°–30° with respect to nadir. It is shown that coniferous and deciduous forest stands have similar reflection spectra of polarized light. At the same time in all conifer stands polarization component will be smaller than that of hardwood. It is shown that the broad agricultural crops (corn), the polarization component has a greater influence on the reflectance in the red and infrared spectral regions.

**Keywords:** spectral-polarization characteristics, agricultural plants, coniferous and deciduous forest stands, spectral brightness, polarization

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

### МОНИТОРИНГ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ РОССИЙСКОГО ГЕОСТАЦИОНАРНОГО МЕТЕОСПУТНИКА “ЭЛЕКТРО-Л”

© 2013 г. Е. К. Крамчанинова, А. Б. Успенский\*

Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Москва

\*E-mail: [uspensky@planet.iitp.ru](mailto:uspensky@planet.iitp.ru)

Поступила в редакцию 10.09.2012 г.

Исследована возможность дистанционного мониторинга общего содержания озона (ОСО) в атмосфере по данным многоканального сканирующего устройства – геостационарного (МСУ-ГС), с отечественного метеоспутника “Электро-Л” № 1. Наряду с измерениями МСУ-ГС в трех каналах (8.2–9.2, 9.2–10.2, 10.2–11.2 мкм) для оценивания ОСО в качестве дополнительных предикторов используются данные о вертикальных распределениях температуры в озоновом слое, температуре и давлении на уровне подстилающей поверхности (результаты спутникового зондирования или прогностические данные). Построение оценок ОСО выполняется с помощью регуляризованного регрессионного алгоритма (гребневая регрессия), причем для формирования обучающих и контрольных выборок используются независимые оценки ОСО по данным аппаратуры ОМІ, установленные на спутнике EOS Aiga. Численные эксперименты по обработке реальных данных МСУ-ГС за отдельные сроки периода с ноября 2011 г. по август 2012 г. показали возможность организации регулярного мониторинга полей ОСО с высокими пространственным и временным разрешениями и приемлемым уровнем погрешности: модуль относительных средних отклонений и относительные среднеквадратичные отклонения между оценками по данным МСУ-ГС и ОМІ лежат в диапазоне 1–2% и 5–7% соответственно, в зависимости от типа подстилающей поверхности.

**Ключевые слова:** геостационарный метеоспутник, общее содержание озона, регрессионный алгоритм

DOI: 10.7868/S020596141302005X

#### ВВЕДЕНИЕ

На борту отечественного геостационарного метеоспутника второго поколения серии “Электро-Л”, запущенного 20 января 2011 г. (точка стояния 76° в.д.), в качестве основной полезной нагрузки установлен сканер-имаджер МСУ-ГС (многоканальное сканирующее устройство – геостационарное). Описание космического аппарата (КА) “Электро-Л” № 1 и его полезной нагрузки, наземного сегмента и получаемых информационных продуктов, а также результатов летных испытаний и опытной эксплуатации приведено в (Асмус и др., 2012).

С помощью МСУ-ГС выполняется многоспектральная съемка всего диска Земли в видимом (три канала, разрешение в подспутниковой точке 1 км) и инфракрасном (семь ИК-каналов, разрешение 4 км) диапазонах спектра. Абсолютная (“внутренняя”) калибровка регистрируемых в 10 каналах сигналов обеспечивается референсными источниками (лампы, имитаторы абсолютно черного тела). Штатная периодичность съемки – 30 мин.

Аппаратура МСУ-ГС по своему назначению и информационным характеристикам во многом подобна сканеру-имаджеру SEVIRI европейских геостационарных метеоспутников второго поколения Meteosat-8, -9, см. напр., (Schmetz et al., 2002). Семь ИК-каналов сканера МСУ-ГС выбраны таким образом, чтобы обеспечить получение количественной информации о параметрах атмосферы, облачности и подстилающей поверхности. В частности, в канале 8 (9.2–10.2 мкм) регистрируется уходящее ИК-излучение в спектральном диапазоне полосы поглощения озона (O<sub>3</sub>) с центром вблизи 9.6 мкм, что позволяет определять ОСО в пределах видимого диска Земли. Указанный информационный продукт имеет многочисленные приложения в метеорологии, атмосферных исследованиях, включая прогноз погоды, оценку высоты тропопаузы, описание динамических и химических процессов в стратосфере.

В настоящей работе предлагается оригинальный метод дистанционной оценки ОСО по данным МСУ-ГС КА “Электро-Л” № 1. Приводятся результаты испытания метода на представитель-

ной выборке фактических данных КА “Электро-Л” № 1, подтверждающие возможность регулярного мониторинга ОСО с приемлемым уровнем погрешности.

### МЕТОД АНАЛИЗА СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Наличие в составе измерений сканера МСУ-ГС “озонового” канала 9.2–10.2 мкм позволяет получать информацию о концентрации  $O_3$  в так называемом озоновом слое (между 12 и 36 км) (Поляков, Тимофеев, 2008; Jin et al., 2008; Zimmermann, 2010). Измеряемые в озоновом канале радиационные температуры  $T_r$  чувствительны к вариациям концентрации озона  $X_{O_3}(p)$ , где  $p$  – давление, и вертикального распределения температуры  $T(p)$ , а также к вариациям температуры  $T_s$  и излучательной способности  $e$  подстилающей поверхности. Этот вывод следует из анализа поведения якобианов – вариационных производных  $T_r$  по  $X_{O_3}$ ,  $T(p)$ ,  $T_s$  и  $e$  (Schmetz, 2002; Hoffman, Schmid, 2010; Zimmermann, 2010). Поэтому получение достоверных оценок  $X_{O_3}(p)$  или ОСО по спутниковым измерениям в озоновом канале требует привлечения дополнительной информации о  $T(p)$ ,  $T_s$  и  $e$  в пунктах зондирования.

Следует отметить, что измерения уходящего ИК-излучения в полосе 9.6 мкм выполняются целевой аппаратурой, установленной не только на геостационарных (“Электро-Л” № 1, Meteosat-8, -9, GOES), но и на полярно-орбитальных (NOAA, Suomi NPP, MetOp) спутниках. При этом на борту полярно-орбитальных метеоспутников нового поколения (MetOp, Suomi NPP) функционируют ИК-зондировщики высокого спектрального разрешения с большим количеством “температурных” каналов и каналов в полосе 9.6 мкм. Это позволяет получать оценки профилей  $T(p)$  и ОСО (или даже профилей  $X_{O_3}(p)$ ) без привлечения дополнительной информации, упомянутой выше (Успенский и др., 2003). В составе измерений существующей аппаратуры геостационарных метеоспутников (сканеры-имаджеры МСУ-ГС, SEVIRI) нет температурных каналов, а единственный озонный канал – грубого спектрального разрешения. Из сказанного следует возможность оценки величины ОСО по данным МСУ-ГС, но с обязательным привлечением дополнительной информации.

К настоящему времени известны статистический и физико-статистический подходы к построению оценок ОСО по данным сканеров-имаджеров геостационарных метеоспутников. При статистическом подходе (Поляков, Тимофеев, 2008, 2010; Jin et al., 2008) для “обращения” спутниковых данных используются регрессионные алгоритмы или близкие к ним алгоритмы искус-

ственных нейронных сетей (ИНС). В рамках физико-статистического подхода (Engelen, Tjemkes, 2001) численно решается нелинейная обратная задача относительно  $X_{O_3}(p)$ , для чего требуется многократно выполнять радиационные расчеты и привлекать априорную информацию об  $X_{O_3}(p)$ .

В результате летных испытаний КА “Электро-Л” № 1 установлено, что измерения в отдельных ИК-каналах МСУ-ГС имеют структурные искажения и повышенный уровень шума. С учетом того, что регрессионные алгоритмы обладают относительно слабой чувствительностью к измерительным погрешностям разной природы (по сравнению с физическим подходом), для “обращения” данных МСУ-ГС и построения оценок ОСО был выбран в качестве исходного регрессионный алгоритм (Jin et al., 2008; Hoffman, Schmidt, 2010)

$$\ln(\text{OCO}) = C_0 + \sum_{j=1}^n C_j T_r(j) + \sum_{j=1}^n C_{n+j} (T_r(j))^2 + \sum_{j=1}^m C_{2n+j} T(p_j) + C_{2n+m+1} p_s + C_{2n+m+2} L_p + C_{2n+m+3} \times (1) \\ \times \cos\left(\frac{M-6}{12}\pi\right) + C_{2n+m+4} \cos(\varphi).$$

Здесь  $C_0, \dots, C_{2n+m+4}$  – регрессионные коэффициенты;  $T_r(1), \dots, T_r(n)$  – радиационные температуры, измеренные в  $n$ -каналах;  $T(p_1), T(p_2), \dots, T(p_m)$  – значения температуры на  $m$  изобарических уровнях;  $p_s$  – давление на уровне подстилающей поверхности;  $L_p$  – доля суши в  $p$ -м пикселе,  $0 \leq L_p \leq 1$ ;  $M$  – номер месяца года,  $\varphi$  – широта.

Указанный алгоритм предложен и испытан на имитационных данных для восстановления ОСО на основе измерений 16-канального сканера-имаджера ABI будущего геостационарного спутника GOES-R/NOAA (США). Шесть ИК-каналов аппаратуры ABI и SEVIRI имеют близкие спектральные характеристики, поэтому в алгоритме (1) предложено использовать данные в восьми каналах ABI или в шести каналах SEVIRI. Из физических соображений в состав предикторов включены данные в одном озонном канале (центр канала – вблизи 9.6 мкм) и в семи “прозрачных” каналах (с минимальным поглощением водяным паром). Ввиду отсутствия в составе измерений ABI температурных каналов и зависимости сигналов в озонном и других ИК-каналах от  $T(p)$  и  $T_s$ , в состав предикторов в (1) включены значения температуры  $T(p_i)$  на 101 уровне и  $p_s$  – результаты численного прогноза погоды, поступающие из прогностического центра NCEP (США). Номер месяца ( $M$ ) и широта ( $\varphi$ ) включены в состав предикторов для учета пространственно-временной изменчивости поля ОСО. Кроме того, ввиду зависимости регрессионных

коэффициентов от локального зенитного угла наблюдений  $\theta$ , регрессии (1) строятся для набора зенитных углов  $\theta$  в диапазоне  $0^\circ$ – $80^\circ$  с шагом  $0.5^\circ$ .

Следует также отметить, что вследствие большого количества предикторов ( $>120$ ) и отсутствия реальных измерений AVI авторы алгоритма использовали так называемую “расчетную” регрессию, т.е. обучающие и контрольные выборки формировались с использованием модельных  $T_r$ , которые вычислялись для представительных наборов векторов состояния атмосферы,  $T_s$  и  $e$  при условии отсутствия облачности в поле зрения прибора.

Применительно к анализу данных МСУ-ГС алгоритм (1) был модифицирован. Вместо расчетной регрессии было решено использовать “эмпирическую” регрессию, т.е. формировать обучающую выборку из синхронных пространственно-совмещенных фактических измерений МСУ-ГС и предикторных переменных ( $T(p_i)$ ,  $i = 1, \dots, m$ ;  $T_s$ ). Для уменьшения количества предикторов использовались значения  $T(p_i)$  в слое  $500 - 10$  гПа,  $T_s$  и  $p_s$ . Обучающие выборки формировались отдельно для поверхностей суши и океана, поэтому предиктор  $L_p$  (признак типа поверхности) был исключен. Кроме того, согласно численным экспериментам, предикторы  $(T_r(j))^2$ ,  $j = 1, \dots, n$  можно исключить без заметного ухудшения погрешности оценивания ОСО.

Анализ фактической информации МСУ-ГС показал пригодность для тематической обработки данных в каналах 7 (8.2–9.2 мкм), 8 (9.2–10.2 мкм) и 9 (10.2–11.2 мкм), см. (Асмус и др., 2012). Данные в этих каналах имеют умеренный уровень шума. За отдельные сроки данные в канале 9 имеют структурные искажения. По результатам визуального анализа данные со структурными искажениями удалялись из обучающих и контрольных выборок.

Таким образом, регрессионный алгоритм оценивания ОСО по данным МСУ-ГС имеет вид

$$\ln(\text{ОСО}) = C_0 + \sum_{j=1}^n C_j T_r(j) + \sum_{j=1}^m C_{n+j} T(p_j) + C_{n+m+1} T_s + C_{n+m+2} p_s. \quad (2)$$

Зависимость от зенитного угла наблюдений  $\theta$  учитывалась, подобно (1), построением регрессионных коэффициентов для набора  $\theta$  в диапазоне  $0^\circ$ – $75^\circ$  с шагом  $5^\circ$ . Широтная зависимость учитывалась разбиением всей области зондирования (видимый диск Земли) на три широтные зоны: тропическая ( $23^\circ$  ю.ш.– $23^\circ$  с.ш.), северная ( $23^\circ$ – $66^\circ$  с.ш.) и южная ( $23^\circ$ – $66^\circ$  ю.ш.).

Эксперименты по восстановлению полей ОСО на основе реальных данных МСУ-ГС показали наличие нефизических скачкообразных изменений в величине ОСО на границе соседних “широтных” и “угловых” зон. Уменьшить подобные неоднородности можно за счет более детального разбиения общей области зондирования на зоны в зависимости от значений широты и зенитного угла  $\theta$ . Однако это приводит к многократному увеличению наборов искоемых регрессионных коэффициентов  $C$ , и, кроме того, за счет уменьшения зон затрудняется формирование репрезентативных обучающих выборок (особенно для эмпирической регрессии). Зависимость регрессионных коэффициентов от зенитного угла  $\theta$  и широты  $\varphi$  можно учесть путем модификации модели (2) и явного включения в нее этих параметров

$$\ln(\text{ОСО}) = C_0 + \cos \theta \cos \varphi \sum_{j=1}^n C_j T_r(j) + \sum_{j=1}^m C_{n+j} T(p_j) + C_{n+m+1} T_s + C_{n+m+2} p_s. \quad (3)$$

Результаты испытания регрессии (3) представлены в следующем разделе.

Важным для эффективной работы алгоритма (3) является формирование обучающих выборок из пространственно-совмещенных и синхронных с измерениями МСУ-ГС данных о предиктантах ( $\ln(\text{ОСО})$ ) и предикторных переменных ( $T(p_i)$ ,  $p_s$  и  $T_s$ ). Для предикторных переменных имеются два источника: глобальные данные спутникового термического зондирования и выходные продукты численного прогноза погоды. Наиболее надежными данными об ОСО являются в настоящее время результаты мониторинга озона с полярно-орбитальных спутников. С учетом имеющихся информационных ресурсов, первоначально была исследована возможность использования глобальных данных температурного зондирования по информации ИК-зондировщика AIRS со спутника EOS Aqua (интернет-ресурс <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>). Недостатком данных спутникового зондирования являются их фрагментарность и “разновременность” – для покрытия области зондирования (видимый диск Земли с центром в точке стояния  $76^\circ$  в.д. спутника “Электро-Л” № 1) требуется композиция повитковых данных зондирования с временной дискретностью около 106 мин. Альтернативой этим данным являются выходные продукты прогностических схем глобального покрытия. В данной работе использована, подобно (Hoffman, Schmidt, 2010), прогностическая продукция NCEP (интернет-ресурс <http://nomads.ncdc.noaa.gov/>), а именно глобальные поля температуры и ОСО на регулярной сетке с пространственным разрешением  $0.5^\circ$  и временной

дискретностью 3 ч. Согласно (Hoffman, Schmidt, 2010), при построении прогностических сеточных полей ОСО привлекаются в значительном объеме климатические данные о глобальном распределении озона, поэтому использовать прогностические поля ОСО для построения регрессии (3) нецелесообразно. Тем не менее указанные данные можно использовать для контроля результатов спутникового мониторинга ОСО (наряду с грубым “климатическим” контролем восстановленные значения ОСО должны находиться в диапазоне 100–500 е.Д.).

Наиболее достоверными глобальными данными об ОСО являются в настоящее время (Hoffman, Schmidt, 2010) поля ОСО, построенные по измерениям аппаратуры ОМІ спутника EOS Aura (NASA OMI Ozone Products, 2002). В качестве стандарта для сравнения указанные данные используются также при валидации оценок ОСО по данным SEVIRI (Zimmermann, 2010). Вследствие сказанного при разработке и испытании регрессионного алгоритма (3) были использованы оценки ОСО, получаемые по информации ОМІ.

Остановимся теперь на вычислительных аспектах построения и использования регрессии (3). Регрессионная модель (3), которая включает  $l = n + m + 2$  предикторов, в векторно-матричной форме имеет вид  $x = c^T y$ , где  $x = \ln(\text{ОСО})$ ,  $c = \|c_0, \dots, c_{l-1}\|^T$  – вектор регрессионных коэффициентов,  $y = \|1, T_r(1), \dots, p_s\|^T$  – вектор предикторов. Как показали численные эксперименты, оценивание вектора  $c$  методом наименьших квадратов по стандартной формуле  $\hat{c} = S_{xy} S_{yy}^{-1}$  (где  $S_{xy}$ ,  $S_{yy}$  – выборочные кросскорреляционная матрица  $x$  и ковариационная матрица предикторов  $y$ ) на материале обучающей выборки затруднено вследствие обнаруженной мультиколлинеарности предикторов (матрица  $S_{yy}$  близка к вырожденной). Поэтому вместо обычной регрессии был использован вариант так называемой гребневой, или регуляризованной, регрессии, в котором оценка  $\hat{c}$  строится по формуле  $\hat{c}_{\text{рег}} = S_{xy} \cdot (S_{yy} + \gamma I)^{-1}$ , где  $I$  – единичная матрица,  $\gamma > 0$  – коэффициент регуляризации, подбирается эмпирически. Кроме того, полезной с вычислительной точки зрения оказалась процедура нормирования предиктанта и предикторов на их средние значения, рассчитанные по данным из обучающей выборки (чтобы избежать работы с большими числами и обеспечить одинаковый порядок величин предиктанта и предикторных переменных). Критерием выбора подходящего  $\gamma$  является достижение минимальной погрешности оценивания  $x$  (величины погрешности  $x$  определяются на материале независимой выборки). Эксперименты с различными обучающими и контрольными выборками, сформированными из нормированных величин, поз-

волили подобрать подходящую величину  $\gamma$  (в диапазоне 0.1–0.3).

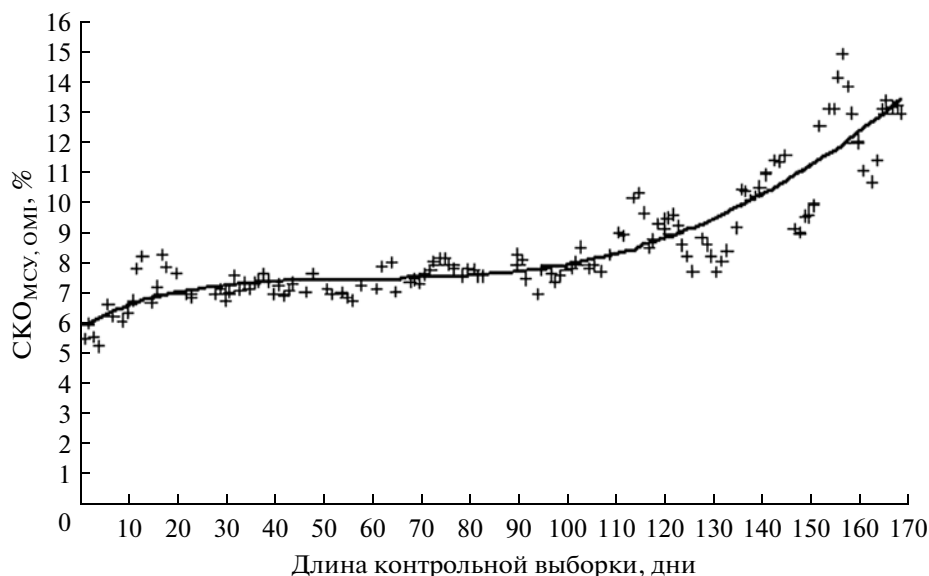
В заключение данного раздела кратко рассмотрим требования к точности и пространственно-временному разрешению спутниковых оценок ОСО. Общие требования к данным об ОСО неоднократно обсуждались в связи с разными приложениями и представлены в различных документах всемирной метеорологической организации (ВМО), см. например, (Успенский и др., 2003). Применительно к спутниковым оценкам ОСО требования меняются в зависимости от информативности целевой аппаратуры. Так, при использовании данных ABI/GOES-R оценки ОСО должны иметь пространственное разрешение не хуже 10 км, временную периодичность 1 ч, модуль среднего отклонения от истинных значений  $\Delta$  не больше 15 е.Д. и СКО не больше 25 е.Д. (Hoffman, Schmidt, 2010). Примерно такие же требования (кроме пространственного разрешения) предъявляются и к оценкам ОСО по данным SEVIRI. Наиболее высоким качеством отличаются оценки ОСО по данным ОМІ (Поляков, Тимофеев, 2010): величины  $\Delta$  и СКО не превышают 3 е.Д. (~1%) и 12 е.Д. (~4%) соответственно.

#### ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО АНАЛИЗУ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МСУ-ГС

Отработка и испытания регрессионного алгоритма (3) проводились на выборке данных измерений МСУ-ГС за отдельные сроки периода ноябрь 2011 г.–август 2012 г. Помимо данных МСУ-ГС, привлекались спутниковые оценки ОСО<sub>ОМІ</sub>, получаемые по информации ОМІ, и прогностические данные NCEP (профили температуры  $T(p_i)$ , поля температуры поверхности  $T_s$  и давления на уровне поверхности  $p_s$ ). Восстановление поля ОСО<sub>МСУ</sub> проводилось в полном поле зрения прибора МСУ-ГС для зенитных углов  $0^\circ \leq \theta \leq 75^\circ$ . Периодичность данных МСУ-ГС составляет 30 мин, данных NCEP – 3 ч, данных ОМІ – 1 сут.

Алгоритм (3) разрабатывался применительно к измерениям МСУ-ГС при отсутствии облачности в поле зрения прибора. Для выделения “безоблачных” фрагментов в области зондирования анализировались данные измерений МСУ-ГС в канале 1 (0.5–0.65 мкм) видимого диапазона спектра за срок 06:00 UTC (в этот срок достигается максимальная по площади освещенность диска Земли, находящегося в поле зрения прибора МСУ-ГС). “Безоблачные” фрагменты выделялись с помощью пороговой процедуры.

Длительность временных периодов (количество дней), для которых формировались обучающие и контрольные выборки, влияют на точность восстанавливаемых полей ОСО. В численных



**Рис. 1.** Усредненное по всей расчетной области среднее квадратическое отклонение  $OSO_{МСУ}$  от  $OSO_{ОМІ}$  в зависимости от периода использования регрессионных коэффициентов.

экспериментах периоды накопления обучающей и контрольной выборок варьировались от 3 дней до одного месяца и от одного дня до 5 с половиной месяцев соответственно. На рис. 1 представлена зависимость усредненного по всей области зондирования среднее квадратическое отклонение оценок  $OSO_{МСУ}$  от оценок  $OSO_{ОМІ}$  ( $СКО_{МСУ-ОМІ}$ ). Регрессионные коэффициенты были рассчитаны по 15-дневной обучающей выборке (с 1 по 15 марта), а алгоритм (3) применялся для восстановления  $OSO$  к данным из независимой контрольной выборки (с 16 марта по 31 августа 2012 г. — 169 дней). Наименьшее  $СКО_{МСУ-ОМІ}$  (~6%) достигается, естественно, при восстановлении  $OSO$  в течение суток, следующих непосредственно за периодом

накопления обучающей выборки. Однако столь частое обновление регрессионных коэффициентов ведет к неоправданно высоким затратам вычислительных ресурсов. Если принять допустимым ухудшение точности восстановления  $OSO$  в пределах 1%, то применение алгоритма (3) без обновления регрессионных коэффициентов возможно в течение ~20 дней.

В табл. 1 и 2 представлена статистика сравнений оценок  $OSO_{МСУ}$  и  $OSO_{ОМІ}$  (отдельно над поверхностью суши и над водной поверхностью) с усреднением по месячным периодам. Обозначения:  $N$  — количество пикселей МСУ-ГС;  $b_{МСУ}$  — среднее значение,  $\sigma_{МСУ}$  — стандартное отклонение поля  $OSO_{МСУ}$ ;  $\Delta$  — модуль среднего отклонения,

**Таблица 1.** Статистика сравнения оценок  $OSO_{МСУ}$  и  $OSO_{ОМІ}$  над поверхностью суши

Месяц, год	Количество дней	$N$	$b_{МСУ}$ , е.Д.	$\sigma_{МСУ}$ , е.Д.	$ \Delta $ , %	$\sigma$ , %	СКО, %
ноябрь 2011	7	111214	279.6	21.3	0.7	5.8	5.9
декабрь 2011	13	229545	274.6	24.6	0.1	5.8	6.0
март 2012	19	304261	311.7	59.0	0.8	5.5	5.6
апрель 2012	11	176111	296.7	37.0	1.0	6.5	6.6
май 2012	18	281981	301.0	31.1	1.1	5.4	6.2
июнь 2012	8	108641	288.4	17.1	0.1	4.8	4.9
июль 2012	22	338492	284.8	15.1	0.2	4.0	4.1
август 2012	23	359502	282.2	11.1	0.04	3.6	3.7
Среднее					0.6	5.4	5.6

**Таблица 2.** Статистика сравнения оценок  $OSO_{МСУ}$  и  $OSO_{ОМІ}$  над водной поверхностью

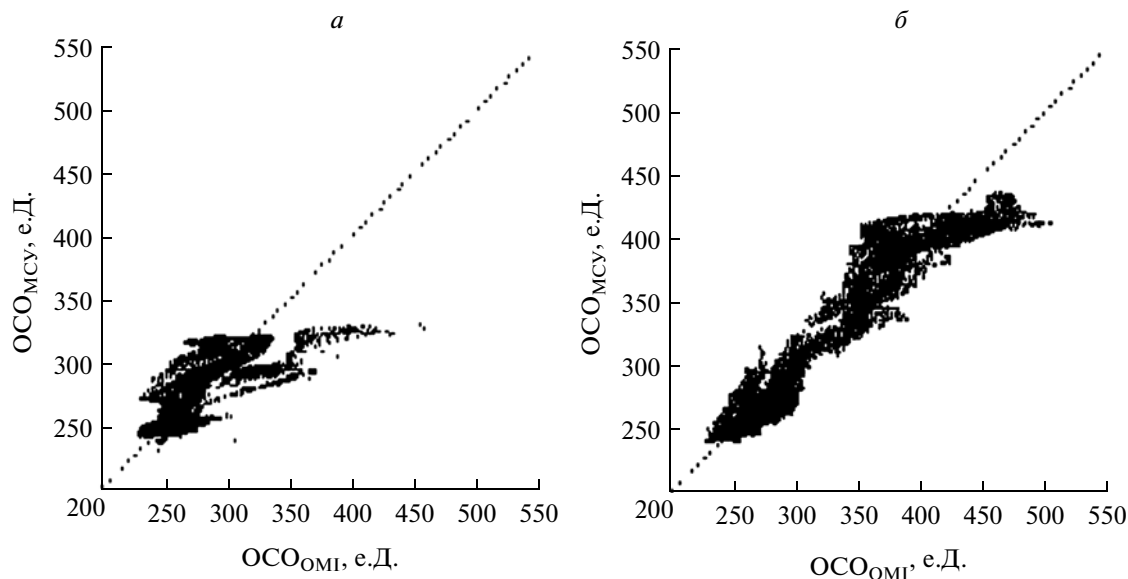
Месяц, год	Количество дней	$N$	$b_{МСУ}$ , е.Д.	$\sigma_{МСУ}$ , е.Д.	$ \Delta $ , %	$\sigma$ , %	СКО, %
ноябрь 2011	7	100441	281.0	28.5	0.2	5.4	5.4
декабрь 2011	13	189005	267.1	19.5	0.9	5.6	6.3
март 2012	19	353356	268.8	17.5	1.0	6.9	7.1
апрель 2012	11	205456	269.6	10.6	0.5	6.2	6.4
май 2012	18	378569	276.4	14.3	0.3	6.9	7.0
июнь 2012	8	154971	280.4	16.9	0.5	5.3	5.4
июль 2012	22	492994	287.6	25.4	0.7	6.0	6.1
август 2012	23	531742	301.1	37.2	0.5	5.9	6.1
Среднее					0.6	6.0	6.2

$\sigma$  – стандартное отклонение, СКО – среднеквадратическое отклонение разности  $OSO_{МСУ} - OSO_{ОМІ}$ ; величины  $\Delta$ ,  $\sigma$ , СКО выражены в процентах от  $b_{МСУ}$ . Если оценки  $OSO_{ОМІ}$  принять за “истинные”, то данные табл. 1, 2 позволяют судить о погрешности оценок  $OSO_{МСУ}$ . Средние по всей выборке значения  $\Delta$  и СКО составляют 0,5% и 5,7–6,1%, что не превышает 2 и 17 е.Д. С учетом точности оценок  $OSO_{ОМІ}$  (~3 и ~12 е.Д.), полученные уровни погрешности оценок  $OSO_{МСУ}$  являются вполне приемлемыми.

На рис. 2 (см. на цветной вклейке) дан пример картирования полей  $OSO_{МСУ}$  (а) и  $OSO_{ОМІ}$  (б) за 16 марта 2012 г., 06:00 UTC. При визуализации полей оценок  $OSO_{МСУ}$  (которые строились для каж-

дого пиксела МСУ-ГС) и  $OSO_{ОМІ}$  разрешение данных ОМІ (~24 км) приведено к разрешению данных МСУ-ГС (линейный размер пиксела 4–10 км). Из сравнения частей рис. 2а и б следует удовлетворительное качественное соответствие обоих полей, за исключением отдельных областей над водными акваториями в северном полушарии, где оценки  $OSO_{МСУ}$  явно занижены (например, над Черным морем).

Количественные расхождения между оценками  $OSO_{МСУ}$  и  $OSO_{ОМІ}$ , в дополнение к табл. 1 и 2, иллюстрируются “диаграммами рассеяния”, представленными на рис. 3. Как видно из этого рисунка, погрешности оценок  $OSO_{МСУ}$  заметно возрастают при больших концентрациях  $O_3$  (>350 е.Д.).



**Рис. 3.** Количественное сравнение оценок  $OSO_{МСУ}$  и  $OSO_{ОМІ}$  от 16 марта 2012 г., 06:00 UTC: а – над водной поверхностью; б – над поверхностью суши.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен оригинальный метод дистанционного картирования полей ОСО по данным измерений сканера-имаджера МСУ-ГС с отечественного геостационарного спутника “Электро-Л” № 1. Для дистанционного определения ОСО используется алгоритм гребневой регрессии, данные измерений МСУ-ГС в трех ИК-каналах, классифицированные как “безоблачные”, а также дополнительная информация (прогностические данные о профилях температуры  $T(p)$ , величинах  $T_s$  и  $p_s$  в пунктах зондирования).

Выполнены массовые численные эксперименты по картированию полей ОСО предложенным методом на основе реальных данных МСУ-ГС, поступавших в период с ноября 2011 г. по август 2012 г. (за срок 06:00 UTC). Данные МСУ-ГС со структурными искажениями и повышенным уровнем шума удалялись из обучающих и контрольных выборок.

Сравнение полученных оценок  $OSO_{МСУ}$  с независимыми спутниковыми оценками  $OSO_{ОМИ}$ , принятыми за “истину”, показало возможность организации регулярного мониторинга полей ОСО с приемлемым уровнем погрешности. Величины средних абсолютных отклонений и среднеквадратичных отклонений между обоими видами оценок, отнесенные к средним по области зондирования значениям ОСО, лежат в диапазоне 0.6–1.5% и 5–7% в зависимости от типа подстилающей поверхности и общего количества дней (сроков), для которых формировались обучающие и контрольные выборки.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асмус В.В., Дядюченко В.Н., Загребав В.А. и др. Развитие космического комплекса гидрометеорологического обеспечения на базе геостационарных спутников серии “Электро-Л” // Вестн. ФГУП “НПО им. С.А. Лавочкина”. 2012. Вып. 1. С. 3–14.
- Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Определение общего содержания озона с геостационарных спутников Земли // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 6. С. 804–811.
- Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Усовершенствованная методика определения общего содержания озона с помощью аппаратуры SEVIRI на геостационарных спутниковых МЕТЕОСАТ // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 42–45.
- Успенский А.Б., Романов С.В., Троценко А.Н. Моделирование дистанционных измерений вертикального распределения озона в атмосфере по данным спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 1. С. 49–57.
- Engelen R.J., Tjemkes S. Ozone retrievals from GOES sounder observations // The 2001 Eumetsat Meteorol. Sat. Conf. Antalia, Turkey, 2001. P. 255–262.
- Hoffman J., Schmidt C. ABI Ozone Detection. ATBD // NOAA/NESDIS/STAR. Ver. 2.0. Sept. 30, 2010. 43 p.
- Jin X., Li J., Schmidt C. et al. Retrieval of total column ozone from imagers onboard geostationary satellites // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2008. V. 46. № 2. P. 479–488.
- NASA. OMI Ozone Products, OMI Algorithm Theoretical Basis Document // Techn. Note ATBD-OMI-02 / Ed. P.K. Bhatia. 2002. 91 p.
- Schmetz J., Pili P., Tjemkes S. et al. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG) // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2002. V. 83. P. 977–992.
- Zimmermann J. Total ozone factsheet // EUM/OPS/DOC/09/5179. v1A Draft. 7 Oct. 2010. 12 p.

## Monitoring of the Ozone Total Column Values from Russian Geostationary Meteorological Satellite Electro-L

E. K. Kramchaninova, A. B. Uspensky

State Research Center of Space Hydrometeorology “Planeta”, Moscow

The capabilities to monitor the total ozone column (TOC) values have been investigated using imager MSU-GS (Multichannel Scanning Unit-Geostationary) measurements from Russian geostationary meteorological satellite Electro-L N1. The proposed linear regression algorithm (ridge-regression) for TOC estimation uses as predictors the MSU-GS measurements in 3 IR channels (8.2–9.2, 9.2–10.2, 10.2–11.2  $\mu\text{m}$ ) along with data on atmospheric temperature profiles within the “ozone” layer and on surface temperature. The last predictors are satellite sounding products or output results of numerical weather prediction (NWP) schemes. The generation of training and control samples is performed using spatiotemporal consistent MSU-GS measurements, NWP forecasts and independent satellite-based TOC estimates (from OMI/Aura data). The development and adjustment of proposed algorithm as well as its verification were carried out using real MSU-GS data for various dates in November, December, 2011, and March, July, August 2012. The experiments on TOC retrieval demonstrate the ability to monitor the TOC values with reasonable errors level: the comparison to respective OMI-based TOC estimates gives the relative absolute biases in the range 1–2%, while the relative RMSE value are about 5–7%.

**Keywords:** geostationary meteorological satellite, total ozone column, regression algorithm

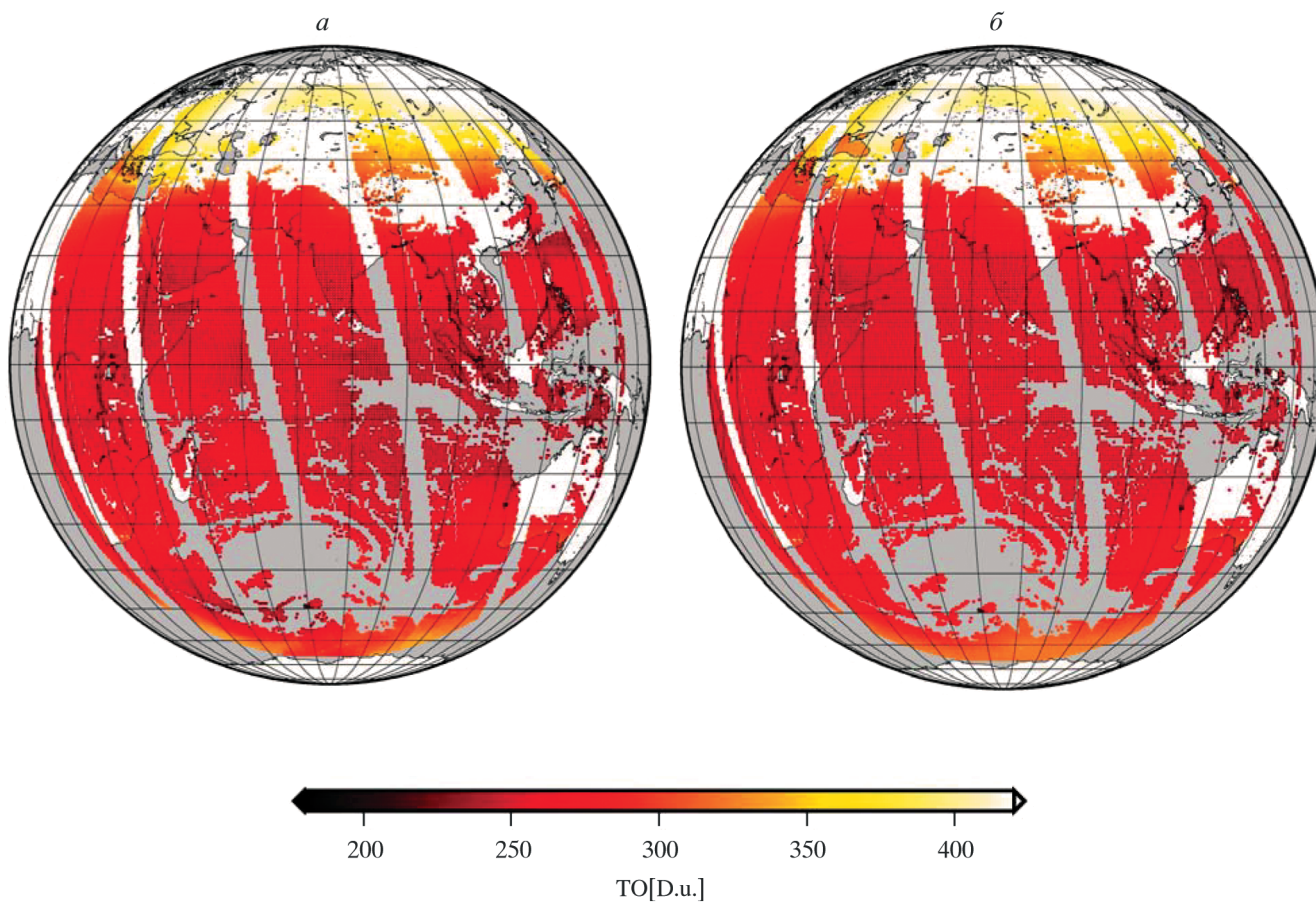


Рис. 2. Пример восстановления поля ОСО по данным МСУ-ГС от 16 марта 2012 г., 06:00 UTC:  $a - \text{OCO}_{\text{OMI}}$ ;  $b - \text{OCO}_{\text{МСУ}}$ .



## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

### МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ И ТРЕНД ПРОДУКЦИИ НЕОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА КОККОЛИТОФОРНОГО ПРОИХОЖДЕНИЯ В АРКТИКЕ ЗА ПЕРИОД 2002–2010 гг. ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2013 г. Д. А. Петренко<sup>1,3\*</sup>, Е. В. Заболотских<sup>1,3</sup>, Д. В. Поздняков<sup>1,2</sup>,  
Ф. Кунийон<sup>3</sup>, Л. Н. Карлин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Научный фонд “Международный Центр по дистанционному зондированию и окружающей среде им. Хансена”,  
Санкт-Петербург

<sup>2</sup>Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Хансена, Берген, Норвегия

<sup>3</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

\*E-mail: dmitry.petrenko@niersc.spb.ru

Поступила в редакцию 12.05.2013 г.

Применительно к акватории Северного Ледовитого океана (СЛО) реализован предложенный ранее алгоритм, обеспечивающий: а) – распознавание по данным сканера цвета океана MODIS-Aqua областей цветения микроводоросли *Emiliana huxleyi*; б) – количественное определение неорганического углерода, продуцируемого ею в виде углекислого кальция. Построенный временной ход изменчивости интенсивности и пространственной протяженности цветения *E. huxleyi*, а также поступления в СЛО углекислого кальция указанного происхождения за период с 2002 по 2010 гг. выявил, что протяженность областей цветения *E. huxleyi* и общая масса продуцируемого неорганического углерода сократились соответственно на ~62% и 63%. Основной причиной указанных сокращений, по-видимому, является ослабление за исследованный период предварительного засеивания клетками *E. huxleyi* областей, в которых в последующем формируются цветения этого вида водорослей, что в свою очередь было обусловлено общей тенденцией снижения летнего индекса северо-атлантического колебания в указанные годы.

**Ключевые слова:** MODIS-Aqua, Северный Ледовитый океан, цветение *Emiliana huxleyi*, продуцирование неорганического углерода, многолетние тренды

DOI: 10.7868/S0205961413020085

#### ВВЕДЕНИЕ

Происходящие изменения климата Арктики обусловлены широким спектром причинно-следственных связей (Hasselmann et al., 2003). Динамика углеродного цикла в системе океан-атмосфера играет чрезвычайно важную роль в возникновении и функционировании таких связей.

Так, изменения в обмене двуокиси углерода между воздушной и водной средой приводит к ацидификации морских акваторий, что в комбинации с воздействием внешних физических факторов приводит к разнообразным нарушениям в гидробиологических процессах, в частности, когда речь идет о доступности биогенов, скоростях внутриклеточного метаболизма и первичного продуцирования, а также сдвигах в составе фитопланктонных сообществ (Bates et al., 2009).

Поступая из атмосферы, двуокись углерода взаимодействует с содержащимся в морской воде

углекислым кальцием с образованием  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ . С увеличением глобально наблюдаемого парциального давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере происходят сдвиг между морским взвешенным органическим и неорганическим углеродом (Balch, Utgoff, 2009) и, как следствие, изменение абсорбционной способности Мирового океана в отношении  $\text{CO}_2$ . Это в свою очередь влечет усиление планетарного парникового эффекта и потепление климата (Hasselmann et al., 2003).

Взвешенный неорганический углерод продуцируется в Мировом океане повсеместно в процессе жизненных циклов рифовых биосистем, макрофитов или планктонных сообществ: кокколитофов, фораминифер и птеропод (Milliman, 1993). Имеются лишь весьма приблизительные оценки годовых объемов продуцирования фитопланктоном неорганического углерода в Мировом океане, что обусловлено сложностью получения гло-

бальных оценок концентрации соответствующих планктонных организмов и их пространственно-временной динамики.

Основным продуцентом взвешенного неорганического углерода в морских биосистемах являются кокколитофоры. В этой планктонной группе выделяется *Emiliana huxleyi* – микроводоросль, отличающаяся чрезвычайно высокой способностью продуцировать углекислый кальций.

Относительно недавно, с применением спутниковых наблюдений цвета океана, было установлено, что цветения *E. huxleyi* происходят практически ежегодно и в Арктическом бассейне (Smyth et al., 2004; Буренков и др., 2011).

Огромные пространства Арктического океана, пространственная межгодовая изменчивость локализации областей цветения *E. huxleyi*, моментов возникновения и продолжительности этого явления обуславливают предпочтительность применения спутниковых средств получения искомой информации.

Имеющиеся к настоящему времени соответствующие спутниковые исследования в Арктике (Smyth et al., 2004; Буренков и др., 2011) ограничиваются в основном оценкой площади цветений *E. huxleyi* и ее сезонной и межгодовой динамики.

В настоящей работе в этих целях нами использовались данные MODIS-Aqua за период 2002–2010 гг. и применялся разработанный нами алгоритм, позволяющий не только идентифицировать/картировать цветение *E. huxleyi*, но и определять на количественном уровне продуцирование этой водорослью взвешенного углерода.

Цель исследования – выяснение для всей свободной ото льда акватории Арктики современных тенденций в динамике вегетирования водоросли *E. huxleyi* и высвобождения ею в водную среду неорганического углерода в условиях наблюдающегося потепления климата в этом регионе.

#### КОККОЛИТОФОРЫ: КРАТКАЯ МОРФО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кокколитофоры – одноклеточные растительные организмы, синтезирующие углекислый кальций в виде твердых пластин, кокколитов. По форме напоминающие микроскопические пластины/крышки/диски или сферы, кокколиты имеют размеры в диапазоне 0.2–2 мкм. К каждой клетке этой планктонной водоросли прикреплено не менее 30 (в среднем 32–38) кокколитов. Процесс кальцификации сопровождается высвобождением  $\text{CO}_2$  по реакции:  $2\text{HCO}_3 + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Поскольку радикал  $\text{HCO}_3$  всегда в избытке наличествует в морской воде, также как и ионы кальция, кокколитофоры могут наращивать биомассу и продуцировать углекислый кальций и

в условиях пониженного поступления  $\text{CO}_2$  извне. Кроме того, кокколитофоры могут развиваться в условиях пониженных концентраций биологически доступного кремния и железа и таким образом оказываются в более предпочтительных условиях в планктонном сообществе.

Типично бурное развитие кокколитофоров приводит к возникновению явления цветения воды, когда концентрация этой водоросли начинает превышать  $10^6$  кл л<sup>-1</sup>. При этом концентрация хлорофилла в зонах цветения кокколитофоров оказывается относительно невысокой (~0.5–3.0 мкг л<sup>-1</sup>). Поэтому, хотя в процессе фотосинтеза кокколитофоры потребляют растворенный  $\text{CO}_2$ , однако, с учетом реакции кальцификации, эти водоросли являются все-таки продуцентами неорганического углерода в морской среде.

На поздней стадии своего жизненного цикла кокколитофоры сбрасывают кокколиты, концентрация которых в ареалах массового развития кокколитофоров достигает нескольких десятков (и даже сотен) миллионов на литр (Balch et al., 2005).

Среднее содержание взвешенного неорганического углерода в кокколите составляет  $0.2 \times 10^{-12}$  г, хотя по некоторым сообщениям эта цифра может достигать  $1.05 \times 10^{-12}$  г. По имеющимся оценкам, ежегодно в Мировом океане осаждается не менее 1.5 млн т кальцита в составе кокколитов.

Оптимальные условия развития кокколитофоров – высокие уровни солнечного освещения (для *Emiliana huxleyi* не обнаружено эффекта фотингибирования), устойчивая стратификация в эвфотическом слое (глубина слоя перемешивания не более 30 м (Iglesias-Rodriguez et al., 2002)), достаточная биогенная база и низкие концентрации зоопланктона (т.е. низкая скорость выедания), отсутствие конкуренции с диатомовыми (т.е. сохранение достаточных для развития уровней кремния).

Для *E. huxleyi* было показано, что массовое развитие этой водоросли может начинаться при высоких значениях отношения N : P, т.е. низких P (на уровне 10% от концентраций, необходимых для массового развития других групп фитопланктона), хотя сами концентрации нитратов и аммония могут быть и невысокими (Tyrrell, Merico, 2004).

Известно также, что для развития кокколитофоров требуется тиамин (витамин B<sub>1</sub>), поступающий в водную среду в результате активности водной биоты. Поэтому цветения кокколитофоров происходят вслед за соответствующей “подготовкой” водной среды, например, после цветения диатомовых.

Для начала массового развития кокколитофоров важен и так называемый фактор засеивания (seeding): адвекции клеток этой водоросли из других морских провинций в будущую зону цветения.

Хотя цветения кокколитофоров, как правило, не являются монокультурными и происходят в сочетании с другими планктонными группами, эти водоросли чаще всего оказываются доминантами, составляя до 90% от общей численности фитопланктонного сообщества.

### МЕТОДОЛОГИЯ

В работе использовался разработанный нами био-оптический алгоритм, в основу которого заложены процедура многомерной оптимизации Левенберга–Марквардта (Л–М) и гидрооптическая модель, учитывающая оптическое влияние клеток водорослей *E. huxleyi* и диатомовых, а также кокколитов, на яркость восходящего света под поверхностью зондируемого водного столба. Алгоритм и использовавшаяся гидрооптическая модель подробно описаны в работе (Коросов и др., 2009). Здесь же приводим лишь краткое их изложение.

В процедуре Л–М ищется минимум функции невязки,  $g$  между измеренными и смоделированными спектральными значениями подповерхностного коэффициента отражения для дистанционного зондирования,  $R_{rsw}(-0, \lambda)$ , определяемого как

$$R_{rsw}(-0, \lambda) = \frac{L_u(-0, \lambda)}{E_d(-0, \lambda)},$$

где  $L_u(-0, \lambda)$  и  $E_d(-0, \lambda)$  – соответственно спектральная яркость восходящего света под поверхностью воды в надирном направлении и освещенность снизу водной поверхности.  $R_{rsw}(-0, \lambda)$  является функцией парциальных концентраций  $C_i$  оптически активных компонентов (ОАК), присутствующих в воде, и спектральных удельных коэффициентов поглощения  $a^*$  и обратного рассеяния  $b_b^*$  ОАК. Применялась модель  $R_{rsw}(-0, \lambda)$ , предложенная Джеромом и др. (Jerome et al. 1996) для оптически сложных вод – вод типа 2 по классификации Мореля (Morel, Prieur, 1997). Модель справедлива для широкого диапазона солнечных зенитных углов и визирования, близкого к надирному.

В качестве ОАК рассматривались вода *per se*, диатомовый фитопланктон, *E. huxleyi* и кокколиты. Как отмечалось во введении и согласно имеющимся судовым данным, цветению кокколитофора *E. huxleyi* в Арктике предшествуют цветения диатомовых, последние, на фазе затухания, соседствуют (в остаточных количествах) с цветением *E. huxleyi* (Nielsen, Hansen, 1995; Von Quillfeldt et al., 2005).

В соответствии со сказанным выше, при наличии гидрооптической модели (т.е. спектральных значений  $a^*$  и  $b_b^*$  ОАК), коэффициент  $R_{rsw}(-0, \lambda)$

и, следовательно, невязка  $g$  являются функцией вектора концентраций ОАК,  $C = \Sigma_i C_i$ .

Таким образом, задача сводится к отысканию минимума функции  $g(C)$  путем итеративного варьирования компонент вектора концентраций  $C$ , что в нашем алгоритме осуществляется методом Л–М.

Гидрооптическая модель была синтезирована с использованием литературных данных (Bricaud et al., 1983, 2000; Balch et al., 1999; Morel, Bricaud, 1981; Pope, Fry, 1997; Morel, Maritorea, 2001; IOCCG, 2000) по спектральным значениям коэффициентов  $a^*$  и  $b_b^*$  для  $H_2O$ , диатомовых, кокколитофоров и кокколитов (кокколиты считаются практически не поглощающими свет минеральными частицами (Gordon et al., 1988)).

При известной глубине перемешанного слоя для каждого пиксела наблюдаемого цветения *E. huxleyi* масса неорганического углерода с одного квадратного метра вычислялась по соотношению

$$M_C = m C_{cc} \text{ГПС}, \quad (1)$$

где  $m$ ,  $C_{cc}$  и ГПС – масса единичной пластики (кокколита), концентрация кокколитов, определенная по спутниковым данным, и глубина перемешанного слоя соответственно. В качестве  $m$  принималось значение  $0.2 \times 10^{-12}$  г.

Общая масса неорганического углерода, производимая *E. huxleyi*, получалась суммированием произведений ( $M_C \times$  площадь цветения) по всем областям цветений в Арктическом бассейне.

Облачность в теплый период года в Арктике создает значительные трудности в спутниковом зондировании Арктики в видимом и ИК-диапазонах. Тем не менее наблюдения показывают, что облачные поля часто имеют многочисленные разрывы. В тех случаях, когда контур области цветения *E. huxleyi* проявляется вне границ облачной зоны, концентрации хлорофилла *E. huxleyi* и диатомовых, а также кокколитов в пределах облачной принимают одномерно распределенными и равными значениям, определенным вне облачной зоны.

В некоторых случаях, когда значительная часть области или вся область цветения *E. huxleyi* экранирована облачностью, но имеются разрывы в облачном покрове, позволяющие приблизительно очертить область цветения кокколитофора, значения концентраций *E. huxleyi* и диатомовых, а также кокколитов, определенные в зонах разрывов в облачности, принимаются также однородно распределенными по всей зоне цветения. Аналогично мы поступали и в случаях промежуточных между этими двумя крайними ситуациями, т.е. когда часть границы зоны цветения находилась вне зоны облачного покрова, а другая просматривалась в разрывах облачности.

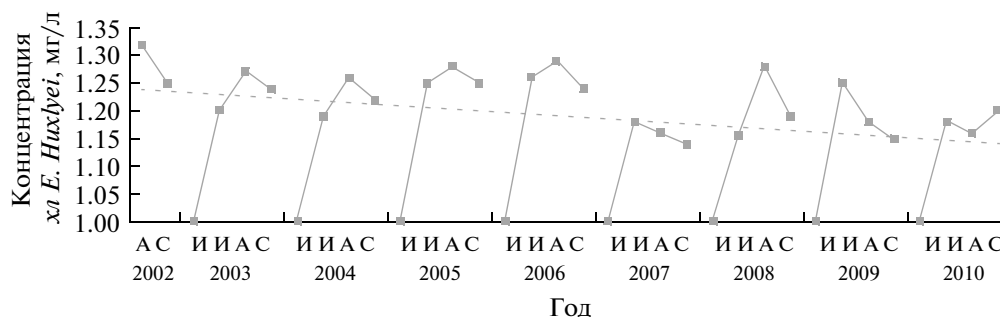


Рис. 1. Сезонная и межгодовая динамика концентрации *E. huxleyi* в Арктическом бассейне.

Очевидно, что описанный выше подход является достаточно грубым, зависящим от адекватности визуальных/экспертных оценок. Тем не менее он дает хотя и ориентировочную, но статистически более высокую обеспеченность данными спутникового зондирования.

Спутниковые данные по температуре поверхности моря (ТПМ), а также по уровню фотосинтетически активной радиации (ФАР) у поверхности океана, доступные с MODIS-Aqua, были использованы нами наряду с данными индекса северо-атлантического колебания (САК) за летний период при анализе причинно-следственных связей, формирующих многолетние тренды динамики: а) – цветения *E. huxleyi* и б) – выделения кокколитов/неорганического углерода в Северном Ледовитом океане (СЛО).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Спутниковые данные уровня L3 MODIS-Aqua по цвету океана и ТПМ были получены с веб-сайта OceanColour для широтной зоны 67° с.ш.–80° с.ш.

Данные ГПС были получены по результатам пилотного реанализа с использованием модели TOPAZ (Sakov et al. 2012), основанной на модели HYCOM – генерализованной гибридно-координатной изопикнической модели океана с ассимиляцией спутниковых данных (<http://hycom.org/hycom/overview>; Hogan et al., 2007), сочлененной с термодинамической моделью (Drange et al., 2005) и моделью динамики морского ледяного покрова (Hunke, Dukowicz, 1997). Система TOPAZ специализирована на северную Атлантику и Арктику и обеспечивает пространственное разрешение данных численного моделирования в диапазоне 12–16 км.

Для вегетационного периода нами была произведена оценка соответствия значений ГПС по модели TOPAZ и многолетними данными *in situ* по станции Mike (Смирнов, 2011). Было показано, что хотя расчетные данные несколько занижали значение ГПС по сравнению со стационарными данными, тем не менее имелось достаточно

устойчиво хорошее соответствие обеих оценок (Петренко и др., 2012).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По данным (Balch et al. 2009), цветение кокколитов в Арктике происходит в четырех основных районах, а именно, в Гренландском и Баренцевом морях, в море Лаптева, а также в Восточно-Сибирском и Чукотском морях.

Тщательный анализ собранных данных MODIS-Aqua по цвету океана и обработанных разработанным нами алгоритмом показал, что основными районами цветения *E. huxleyi* являются Баренцево и Гренландское моря, а также северная часть Норвежского моря, т.е. акватория СЛО, ограниченная координатами 20° з.д.–50° в.д.; 67° с.ш.–80° с.ш. Что касается моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, в летнее время они практически неизменно закрыты плотными облаками, поэтому даже при наличии просветов в облачном покрове цветения *E. huxleyi* не обнаруживалось. Таким образом, мы считаем, что приводимые ниже данные в полной мере отражают ситуацию с продукцией неорганического углерода в СЛО.

Рисунок 1 иллюстрирует как внутрисезонную и межгодовую изменчивость концентрации хлорофилла *E. huxleyi* по акватории СЛО в период с 2002–2010 гг., так и соответствующий линейный тренд (–16.2%). Выясняется, что, судя по зарегистрированным концентрациям хлорофилла, максимальные величины биомассы этой водоросли в большинстве случаев формируются в августе. Однако помимо этого возникает и дополнительное массовое развитие *E. huxleyi* в сентябре, причем в некоторые годы (например, в 2003–2007, 2009 гг.) на этот месяц приходятся весьма высокие значения биомассы *E. huxleyi*, а в 2010 г. сентябрьская продукция даже превысила августовскую. При этом полученные оценки позволяют сделать однозначный вывод, что в период с 2002 по 2010 гг. имеет место постепенное снижение уровня развития этой водоросли в СЛО (таблица). Об этом же свидетельствуют и спутниковые данные о до-

Тренды за период 2002–2010 гг. параметров, относящихся к цветению *E. huxleyi* и продуцированию неорганического углерода в СЛО по данным спутникового зондирования

	Параметр		Тренд, %	Статистическая значимость тренда, %
Среднее значение параметра в области цветения	СЛО	Концентрация <i>E. huxleyi</i> , мг/л	–16.2	99
		Концентрация кокколитов, 10 <sup>6</sup> /л	–17.1	То же
		ТПМ	–1.5	97
	Баренцево море	ФАР	–1	95
		Концентрация <i>E. huxleyi</i> , мг/л	–17.8	99
		Концентрация кокколитов, 10 <sup>6</sup> /л	–18.6	То же
		ТПМ	–1.8	98
		ФАР	–1	95
		ФАР	–1	95
Интегрированные значения	СЛО	Масса углерода, т	–62.4	99
		Область цветения, км <sup>2</sup>	–63.1	То же
	Баренцево море	Масса углерода, т	–55.6	»
		Область цветения, км <sup>2</sup>	–56.9	»

вольно устойчивом сокращении площади цветения *E. huxleyi*: с ~15000 км<sup>2</sup> в 2003 г. до ~6000 км<sup>2</sup> в 2010 г. (рис. 5). Как видно из таблицы, соответствующий тренд составил 63.1% за 9 лет (2002–2010 гг.).

Как и следовало ожидать, аналогичная ситуация складывается и с временной изменчивостью концентрации кокколитов и неорганического углерода (рис. 2 и 3 соответственно). Налицо тенденция снижения обоих показателей в указанный период. Значения соответствующих трендов приведены в таблице.

Анализ распределения интенсивности и пространственной протяженности цветений *E. huxleyi* в Арктических водах показывает, что основной вклад в общую биомассу этого кокколитофора вносит Баренцево море (рис. 4). Соответственно и вклад продукции неорганического углерода этим регионом СЛО оказывается доминирующим. При этом, однако, и в Баренцевом море с 2002 по 2010 гг. наблюдается тенденция к сокращению этого вклада (таблица).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Совместный анализ сезонной динамики концентрации клеток *E. huxleyi*, концентрации кокколитов и массы неорганического углерода (рис. 1–3) выявляет, что, при общей согласованности наблюдаемых изменений этих трех параметров, в деталях имеются и различия (в некоторые годы). В частности, в 2009 г. масса неорганического углерода в июле очень низка, тогда как концентрации клеток *E. huxleyi* и кокколитов довольно значительны. В 2010 г. масса неорганического углерода в июле мала, в то время как на этот месяц приходится высокий (сравнимый с августовским) уровень концентрации клеток *E. huxleyi* и наблюдается рост концентрации кокколитов. В сентябре того же года масса неорганического углерода падает, а концентрации клеток *E. huxleyi* и кокколитов продолжают расти. Аналогичные несоответствия просматриваются и для 2005–2008 гг., когда весьма существенное сокращение продукции неорганического углерода в сентябре месяца проходило при еще достаточно высоких концентрациях как самих кокколитофоров, так и кокко-

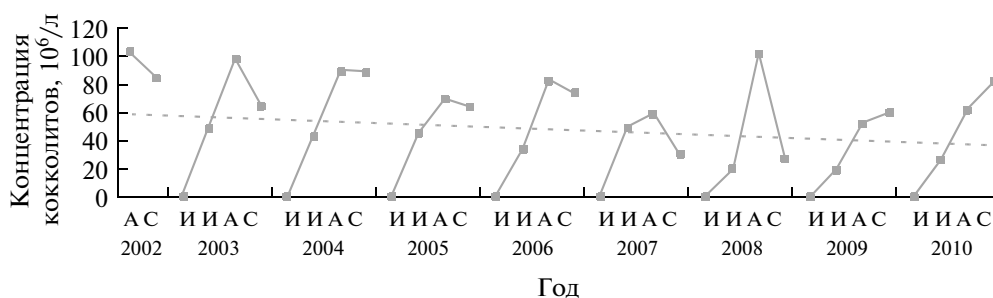
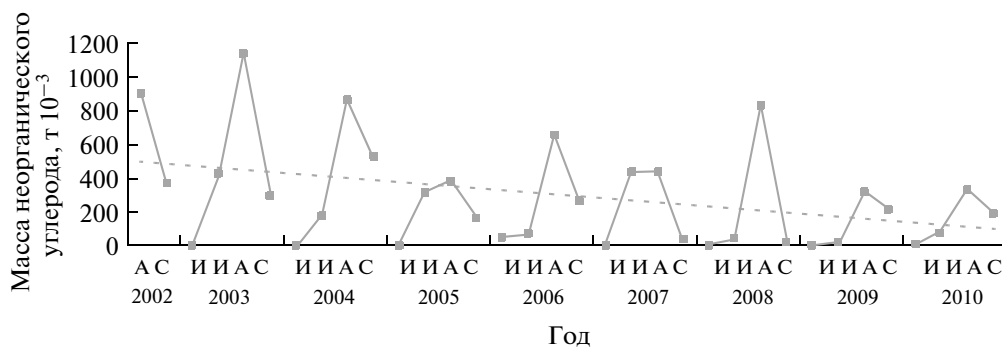
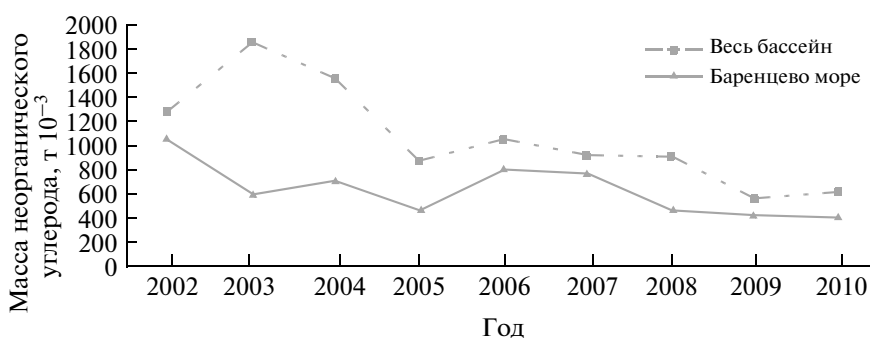


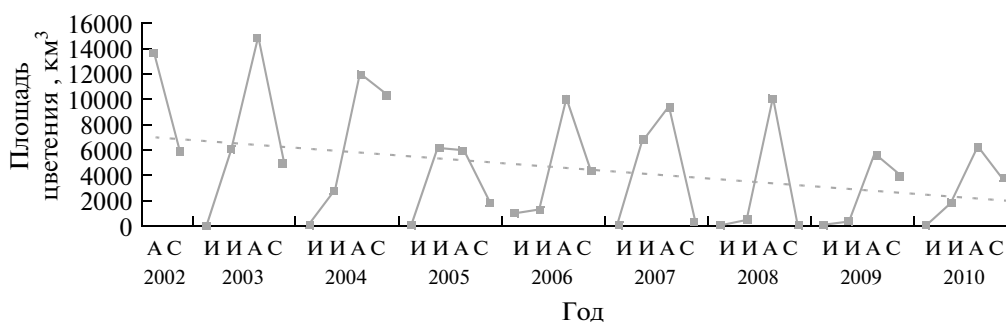
Рис. 2. Сезонная и межгодовая динамика концентрации кокколитов в Арктическом бассейне.



**Рис. 3.** Сезонная и межгодовая динамика массы неорганического углерода, продуцируемого при цветении *E. huxleyi* в Арктическом бассейне.



**Рис. 4.** Сравнение продуцируемой при цветении *E. huxleyi* годовой массы углерода в Баренцевом море и Арктическом бассейне в целом.



**Рис. 5.** Сезонная и межгодовая динамика площади ареалов цветения *E. huxleyi* в СЛО.

литов. Эти кажущиеся противоречия оказываются легко объяснимыми, если обратиться к полученным нами спутниковым данным по сезонной динамике суммарной площади ареалов цветения *E. huxleyi* в СЛО. Как видно из рис. 5, именно в названные выше годы и месяцы имело место резкое сокращение площадей цветения *E. huxleyi*.

В характере кривых на рис. 1 и 2 за все годы наших наблюдений также можно наблюдать некоторые отличия: как правило, пиковое значение концентрации кокколитофоров происходит через некоторое время после наступления пикового зна-

чения концентрации клеток *E. huxleyi* (например, 2004, 2007, 2009, 2010 гг.). Объяснением этому является тот факт, что активное отделение кокколитофоров от клеток кокколитофора происходит на завершающем этапе жизненного цикла этой группы водорослей (Tyrrell, Merico, 2004). Однако в некоторые годы такого четкого запаздывания момента возникновения пика концентрации кокколитофоров относительно пика концентрации клеток *E. huxleyi* не наблюдается: оба пика оказываются синфазными. Основная причина кроется в том, что, во-первых, мы имеем дело со среднемесяч-

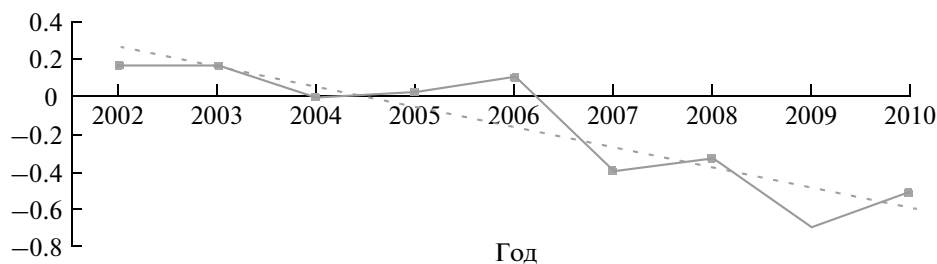


Рис. 6. Межгодовые значения и линейный тренд изменения САК за летний/вегетационный период.

ными данными, что могло замаскировать ожидаемое запаздывание, и, во-вторых, мог сказаться эффект внешнего физического воздействия, например, сильное ветровое перемешивание, последовавшее на этапе интенсивного отделения кокколитов от клеток кокколитофора. Нельзя также исключать влияние неизбежных неточностей, обусловленных применявшейся нами методики оконтуривания полей цветения *E. huxleyi* в условиях, когда на космических снимках облачный покров частично экранировал ареал цветения этой водоросли.

На фоне надежно установленного факта роста первичной продуктивности в Арктическом регионе за последние 12–13 лет (Arrigo, van Dijken, 2011; Petrenko et al., 2012) важным является вопрос об установленном нами значительном отрицательном тренде в динамике цветения *E. huxleyi* на почти десятилетнем периоде и, как следствие, планктонного продуцирования неорганического углерода в СЛО.

При анализе возможных причин снижения интенсивности и площади цветения *E. huxleyi* мы использовали данные по температуре поверхности воды (ТПВ) и уровню приходящей фотосинтетически активной радиации (ФАР), полученные по спутниковым данным MODIS (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), а также данные по значениям индекса САК в летний период 2002–2010 гг. (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/new.nao.shtml>). Значения трендов ТПВ и уровня ФАР (таблица) определялись не по всему Арктическому бассейну, а исключительно для районов, характерных для ареалов цветения *E. Huxleyi*, и только в вегетационный период. Как видно из таблицы и рис. 6, у всех трех показателей наблюдается отрицательная динамика на рассматриваемом квазидекадном периоде и, следовательно, каждый показатель в отдельности и все они в совокупности могли явиться причиной снижения развития *E. huxleyi* в СЛО.

Другим обстоятельством, которое способно обусловить обнаруженное снижение развития *E. huxleyi* и продуцирования неорганического углерода, может быть усиление конкуренции за кремний между *E. huxleyi* и диатомовыми, при

усилившемся присутствии последних в зоне цветения кокколитофора. Однако наши наблюдения (в ходе которых наряду с *E. huxleyi* одновременно определялась и концентрация диатомовых в ареале цветения, а также в непосредственной близости от него) этого не подтверждают. Напротив, было зарегистрировано даже некоторое снижение этого параметра за указанный период наблюдения.

Мы предполагаем, что ведущая роль здесь принадлежит отрицательной динамике САК. Как отмечалось ранее, фактор предварительного “засеивания” играет важную роль в инициации цветения *E. huxleyi*. Обусловленное снижением (со сменой знака) САК уменьшение притока вод в Баренцево море из таких регионов, как Бискайский залив, моря вокруг Великобритании и Ирландии, пролива Ламанш, в водах которых ежегодно происходит мощное цветение *E. huxleyi* (Morozov et al., 2012), в состоянии привести к существенному сокращению интенсивности и площади цветения этой водоросли в этом регионе. Последний является основным “поставщиком” планктонного неорганического углерода в СЛО. Косвенно в пользу такой интерпретации указывает совместный анализ характера изменчивости концентрации клеток *E. huxleyi* и САК (рис. 1 и 6): до 2006 г. САК был положительным, и уровни развития *E. huxleyi* были достаточно высокими. После 2007 г., когда САК становится отрицательным, уровни развития *E. huxleyi* заметно снижаются. Пожалуй, единственным исключением является 2008 г., отметившийся “скачком” (рис. 1). Однако это год, когда значение САК было минимально отрицательным за весь период 2007–2010 гг. Аналогичная взаимосвязь прослеживается и между изменениями площади цветения *E. huxleyi* (рис. 5) и динамикой САК.

Предложенная интерпретация не может считаться окончательной и, тем более, исчерпывающей. Нужны дополнительные исследования гидрохимической и гидробиологической ситуаций, которые складывались на данном периоде в зонах цветения *E. huxleyi*, что выходит за рамки настоящей работы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование, выполненное на основе спутниковой информации и с применением специально разработанного алгоритма, впервые позволило количественно оценить ежегодные поступления в СЛЮ кальция водорослевого происхождения и показать, что в 2002–2010 гг. произошло снижение этих поступлений, явившееся результатом спада интенсивности и пространственной протяженности цветения микроводоросли *E. huxleyi*, продуцирующей на заключительном этапе своего жизненного цикла неорганический углерод в виде углекислого кальция.

Выяснилось, что обнаруженная тенденция происходит на фоне отрицательных трендов динамики ТПВ, уровня приходящей ФАР и индекса САК за летний/вегетационный период. Это дает основание для предположения, что, по крайней мере, эти три фактора, при лидирующей роли индекса САК, обусловили динамику, связанную с сокращением цветения *E. huxleyi* и продуцирования неорганического углерода в СЛЮ.

Настоящая работа выполнена в рамках программы FP7 (грант “MONARCH-A FP7-SPA.2009.1.1.02”). Выражаем благодарность Европейскому Сообществу за финансовую поддержку данных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буренков В.И., Копелевич О.В., Ратькова Т.Н., Шебетов С.В. Спутниковые наблюдения цветения кокколитофорид в Баренцевом море // *Океанология*. 2011. Т. 51. С. 818–826.
- Коросов А.А., Морозов Е.А., Поздняков Д.В., Петтерссон Л.Х., Грассл Х. Идентификация и картирование ареалов цветения кокколитофоров в Бискайском заливе по спутниковым данным // *Исслед. Земли из космоса*. 2009. № 3. С. 67–78.
- Петренко Д.А., Поздняков Д.В., Петтерссон Л.Х., Карлин Л.Н. Оценка адекватности алгоритмов дистанционного определения первичной продукции в Арктическом Океане по данным SeaWiFS и MODIS-AQUA // *Ученые записки РГГМУ*. 2012. (принята к публикации).
- Смирнов А.В. Эволюция верхнего слоя океана в Северо-Европейском бассейне: Дис. .... к-та геогр. наук. СПб., 2011. 184 с.
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № C09011. doi:10.1029/2011JC007151.
- Balch W.M.K., Drapeau D.T., Cucci T.L., Vaillancourt R.D., Kilpatrick K.A., Fritz J.J. Optical backscattering by calcifying algae: separating the contribution by particulate inorganic and organic carbon fractions // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 1541–1558.
- Balch W.M., Gordon H.R., Bowler B.C., Drapeau D.T., Booth E.S. Calcium carbonate measurements in the surface global ocean based on Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer data // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № C07001. doi:10.1029/2004JC002560.
- Balch W., Utgoff P. Potential interactions among ocean acidification, coccolithophores and the optical properties of seawater // *Oceanogr.* 2009. V. 22. № 4. P. 146–159.
- Bates N.R., Mathis J.T. The Arctic Ocean marine carbon cycle: Evaluation of air-sea CO<sub>2</sub> exchanges, ocean acidification impacts and potential risks // *Biogeosciences*. 2009. V. 6. P. 2433–2459.
- Bricaud A., Morel A., Prieur L. Optical efficiency factors of some phytoplanktons // *Limnol. Oceanogr.* 1983. V. 28. P. 816–832.
- Bricaud A., Bedhomme A.L., Morel A. Optical properties of diverse phytoplanktonic species: experimental results and theoretical interpretation // *J. Plankton Res.* 2000. V. 10. № 5. P. 851–873.
- Drange H., Dokken T., Furevik T., Gerdes R., Berger W. The Nordic Seas: An integrated perspective. Geophysical Monographic Series. 158. Washington: AGU, 2005.
- Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H., Brown J.W., Smith R.C., Baker K.S., Clark D.K. A semi analytic radiance model of ocean color // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 95. № D9. P. 10909–10924.
- Hasselmann K., Latif M., Hooss G., Azar C., Edenhofer O., Jaeger C., Johannessen O.M., Kemfert C., Welp M., Wokaun A. The challenge of long-term climate change // *Science*. 2003. V. 302. P. 1923–1925. doi: 10.1126/science.1090858.
- Hogan P.J., Wallcraft A.J., Baraille R. The HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system // *J. Marine Syst.* 2007. V. 65. № 1–4. P. 60–83.
- Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-Viscous-Plastic Model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 1851–1867.
- Iglesias-Rodrigues M.D., Brown C.W., Doney S.C. Representing key phytoplankton functional groups in ocean carbon cycle models: Coccolithophorids // *Global Biogeochem. Cycles*. 2002. V. 16. № 4.
- Jerome J.H., Bukata R.P., Miller J.R. Remote sensing reflectance and its relationship to optical properties of natural water // *Int. J. Rem. Sens.* 1996. V. 17. № 1. P. 43–52.
- Morel A., Bricaud A. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton // *Deep Sea Res. Pt A. Oceanogr. Res.* 1981. V. 28. № 11. P. 1375–1393.
- Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean colour // *Limnol. Oceanogr.* 1997. V. 22. P. 709–722.
- Morel A., Maritorena S. Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № C4. P. 7163–7180.
- IOCCG. Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters // *Rep. Int. Ocean-Colour Coordinating Group / Eds. S. Sathyendranath. Dartmouth, Canada: IOCCG, 2000. № 3.*
- Morozov E., Pozdnyakov D., Smyth T., Sychev V., Grassl H. Spaceborne study of seasonal, multi-year and decadal phytoplankton dynamics in the Bay of Biscay // *Int. J. Rem. Sens.* 2012. (in print).
- Milliman J. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state // *Global Biogeochem. Cycles*. 1993. V. 7. P. 927–957.
- Nielsen T.G., Hasen B. Plankton community structure and carbon cycling on the western coast of Greenland during

and after the sedimentation of a diatom bloom // *Marine Ecol. Progr. Ser.* 1995. V. 125. P. 239–257. doi: 10.3354/meps125239.

*Petrenko D., Pozdnyakov D., Johannessen J., Counillon F., Sychov V.* Satellite derived multi-year trend in primary production in the Arctic Ocean // *Int. J. Rem. Sens.* 2012. (submitted).

*Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Optics.* 1997. V. 36. № 33. P. 8710–8723.

*Sakov P., Counillon F., Bertino L., Lisæter K.A., Oke P.R., Korablev A.* TOPAZ 4: an ocean-sea ice data assimilation

system for the North Atlantic and Arctic // *Ocean Sci. Discuss.* 2012. V. 9. P. 1519–1575.

*Smyth T., Tyrrel T., Tarrant B.* Time series of coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty years of satellite imagery // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № L11302. doi:10.1029/2004GL019735.

*Tyrrell T., Merico A.* *Emiliana huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them // *Coccolithophores – from molecular processes to global impact* / Eds. H. Thierstein, J. Young. B.: Springer, 2004. P. 585–604.

*Von Quillfeldt C.H.* Diatom species in Arctic spring bloom: their distribution and abundance // *Botanica Marina.* 2005. V. 43. № 6. P. 449–576. doi: 10.1515/BOT.2000.050.

## Interannual Variations and Trend of the Production of Inorganic Carbon by Coccolithophores in the Arctic during 2002–2010 Based on Satellite Data

D. A. Petrenko<sup>1,3</sup>, E. V. Zabolotsikh<sup>1</sup>, D. V. Pozdnyakov<sup>1,2</sup>, F. Counillon<sup>2</sup>, L. N. Karlin<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Scientific Foundation “Nansen International Environmental and Remote Sensing Center”, St. Petersburg

<sup>2</sup> Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway

<sup>3</sup> Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

Based on the MODIS data, revealed and quantified is a significant decline in the intensity and spatial extension of blooms of a coccolithophore *E. huxleyi* in Arctic waters during 2002–2010. This nine year tendency has been unfolding against a background of negative trends in the dynamics of SST, levels of incident PAR and summer-time NAO, which collectively, but with a predominance of the NAO influence, are believed to be the main drivers of the decline of *E. huxleyi* blooms and associated inorganic carbon production decline in the Arctic Basin.

**Keywords:** MODIS-Aqua, Arctic Ocean, *Emiliana huxleyi* blooms, inorganic carbon production, multiyear trends

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ  
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

**ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ЭВОЛЮЦИЮ  
И РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ  
НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ЛЕТОМ 2010 г.**

© 2013 г. С. А. Ситнов<sup>1\*</sup>, Г. И. Горчаков<sup>1</sup>, М. А. Свириденков<sup>1</sup>, В. М. Копейкин<sup>1</sup>,  
Т. Я. Пономарева<sup>2</sup>, А. В. Карпов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ, Москва*

\* *E-mail: sitnov@ifaran.ru*

Поступила в редакцию 21.05.2012 г.

С привлечением наблюдений аэрозольной оптической толщи (АОТ) приборами MODIS (Aqua и Terra), полей объективного анализа метеорологических элементов Гидрометцентра России, NCEP/NCAR-реанализа и данных сетевого аэрологического радиозондирования проведено исследование эволюции задымления европейской территории России (ЕТР) в период массовых пожаров лесов и торфяников летом 2010 г. Выявлена связь структурных неоднородностей поля АОТ с региональной атмосферной циркуляцией. Показано, что 5–9 августа область максимального задымления совершила полный антициклонический оборот вокруг московского мегаполиса, оставаясь на расстоянии 200–650 км от столицы. Для периода экстремального задымления ЕТР получены оценки среднерегionalного коротковолнового аэрозольного радиационного форсинга (АРФ) на верхней и нижней границах атмосферы. Представлены пространственные распределения величин АРФ по территории региона, а также оценки локальных и пространственно-распределенных температурных эффектов дымового аэрозоля. Показано, что в период 5–9 августа пространственное распределение АОТ и термические эффекты дымового аэрозоля были согласованы с пространственными распределениями аномалий температуры воздуха в нижнем 1.5-км слое атмосферы. Выполнена валидация локальных наблюдений АОТ, полученных по данным MODIS наблюдениями АОТ фотометра CIMEL станции Звенигород сети AERONET в период пожаров.

**Ключевые слова:** природные пожары, дымовой аэрозоль, аэрозольная оптическая толщина, радиационные эффекты, термические эффекты дымов, MODIS, валидация наблюдений

DOI: 10.7868/S0205961413010065

**ВВЕДЕНИЕ**

Блокирующий антициклон рекордной продолжительности, отмечавшийся на европейской территории России (ЕТР) летом 2010 г., обусловил экстремальное повышение региональных температур, отсутствие дождей и почвенную засуху (Мохов, 2011; Шакина и др., 2011). Сложившийся режим погоды способствовал развитию многочисленных лесных и торфяных пожаров, приведших к сильному задымлению в ряде мест ЕТР (Бондур, 2011). В первой декаде августа 2010 г. в столичном регионе отмечались рекордно-высокие значения приземных концентраций аэрозольных частиц (Горчаков и др., 2011а; Звягинцев и др., 2011; van Donkelaar et al., 2011) и аэрозольной оптической толщи (АОТ) (Горчаков и др., 2011б; Ситнов, 2011а, 2011б, 2011в; Чубарова и др., 2011; Witte et al., 2011). Оценки локальных и региональных величин радиационного

форсинга дымового аэрозоля показывают, что задымление воздуха существенно изменило радиационный режим атмосферы над обширной территорией (Горчакова, Мохов, 2012; Ситнов и др., 2012; Chubarova et al., 2012). Исследования оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в период пожаров 2010 г. показали преобладание в дымах частиц субмикронного размера (Горчаков и др., 2011б; Chubarova et al., 2012), выявили высокую конденсационную активность дымового аэрозоля (Исаков и др., 2011).

В отличие от наземных данных, спутниковые наблюдения АОТ, наряду с оценками величин локального задымления и аэрозольного радиационного форсинга (АРФ), позволяют изучить эволюцию задымления во времени, получить оценки величин среднего регионального АРФ и восстановить пространственное распределение радиационных и температурных эффектов дымов.

Данная работа посвящена анализу пространственно-временной эволюции дымового аэрозоля в период массовых пожаров лесов и торфяников на ЕТР в июле–августе 2010 г. и ее связи с региональной атмосферной динамикой. Исследуются пространственное распределение коротковолнового радиационного форсинга дымов на верхней и нижней границах атмосферы и термические эффекты задымления. Под ЕТР понимается территория, ограниченная координатами  $47^{\circ}$ – $65^{\circ}$  с.ш.,  $25^{\circ}$ – $55^{\circ}$  в.д., площадью около 3.6 млн. км<sup>2</sup>. Исходным материалом для анализа служат данные АОТ спутниковых приборов MODIS.

## ПРИБОРЫ И БАЗА ДАННЫХ

### *Приборы MODIS*

MODIS (MODerate Imaging Spectroradiometer) является 36-канальным спектрометром изображения, регистрирующим отраженную солнечную и излучаемую земной поверхностью радиацию в диапазоне длин волн 0.4–14.4 мкм (Salomonson et al., 1989). Оптическая система прибора осуществляет сканирование полосы шириной 2330 км на поверхности, обеспечивая ежедневное глобальное покрытие наблюдениями области внетропических широт. Приборы MODIS установлены на спутниках Aqua и Terra, запущенных соответственно 04.05.2002 г. и 18.01.1999 г. на солнечно-синхронные орбиты высотой 700 км, наклоном  $98^{\circ}$  и периодом обращения 98 мин. Дневные наблюдения MODIS/Terra и MODIS/Aqua осуществляются соответственно на нисходящем и восходящем витке орбиты с пересечением экватора в 10:30 и 13:30 локального времени (<http://modis.gsfc.nasa.gov>)

### *Алгоритм восстановления АОТ и алгоритм детектирования действующих пожаров*

Алгоритм восстановления АОТ ( $\tau$ ) над сушей основан на сравнении и минимизации различий интенсивностей отраженной солнечной радиации на длинах волн 0.47 и 0.66 мкм, измеряемых в полете прибором MODIS, и интенсивностей солнечной радиации на верхней границе атмосферы на этих же длинах волн, рассчитываемых на основе решения уравнения переноса радиации в модельной атмосфере при данной геометрии наблюдений и с учетом сезона (Levy et al., 2007). Модельные расчеты учитывают поляризационные эффекты взаимодействия излучения со средой, несферичность частиц грубодисперсного аэрозоля, спектральную зависимость отражательной способности подстилающей поверхности и высоту рельефа. Расчетная погрешность восстановления АОТ над сушей составляет  $\pm 0.05 \pm 0.15\tau$  (Kaufman et al., 1997). Следует отметить, однако, что в условиях задымления ЕТР летом 2010 г. по-

грешность восстановления АОТ могла отличаться от расчетной (см. ниже).

Алгоритм детектирования действующих пожаров использует контекстный анализ яркостных температур в каналах 4 и 11 мкм в пространственных областях размером 1 км × 1 км (Giglio et al., 2003). Степень достоверности обнаружения действующего пожара в пикселе оценивается тремя уровнями надежности (низкой, номинальной и высокой). В данной работе использованы результаты, характеризующиеся высоким уровнем надежности ( $80\% \leq P \leq 100\%$ ). Поскольку оптические характеристики дымового аэрозоля летом 2010 г. определялись его субмикронной фракцией, влияние задымления в наибольшей степени проявлялось в УФ- и видимой областях спектра. В ИК-области влияние дымов было существенно слабее. Так, по данным фотометра CIMEL АОТ на длине волны 1.6 мкм была примерно на порядок меньше, чем в видимой области (Горчаков и др., 2011б). Вследствие быстрого убывания АОТ с ростом длины волны задымление оказывало незначительное воздействие на работу алгоритма.

### *Использованные данные и их источники*

Использовались ежедневные данные АОТ на длине волны 0.55 мкм ( $\tau_{0.55}$ ) 3-го уровня (L3) 5-й коллекции (V5.1). HDF файлы MOD08\_D3/MYD08\_D3 получены с помощью системы архивирования и распространения данных LAADS Web (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System), находящейся на <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>. Данные L3 представляют собой наблюдения АОТ, осредненные посуточно внутри ячеек  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  (широта × долгота) (Hubanks et al., 2008). На широте Москвы такая ячейка соответствует пространственным размерам  $111 \times 63$  км.

Данные локальных очагов возгораний Active Fire Data Products (MOD14/MYD14) 2-го уровня 5-й коллекции (V2.4) в области  $45^{\circ}$ – $65^{\circ}$  с.ш.,  $25^{\circ}$ – $65^{\circ}$  в.д. получены с помощью системы FIRMS (The Fire Information for Resource Management System), разработанной и обслуживаемой университетом штата Мериленд (США) при поддержке NASA (Davies et al., 2009). Данные доступны на <http://firefly.geog.umd.edu>.

Для валидации спутниковых наблюдений АОТ использовались измерения АОТ солнечно-небесного фотометра CIMEL CE-318 станции “Звенигород” сети AERONET (Holben et al., 1998), расположенной на территории Звенигородской научной станции (ЗНС) Института физики атмосферы (ИФА) им. А.М. Обухова РАН. Данные АОТ L1.5 доступны на сайте: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Контроль процессов переноса дымового аэрозоля осуществлялся по ветровым данным на уровне 700 мб. Этот уровень лучше других отображает

**Таблица 1.** Станции аэрологического радиозондирования, использованные в данной работе. Средние значения зонального ( $U$ ) и меридионального ( $V$ ) ветра на уровне 700 мб в первую декаду августа 2010 г.

№ п/п	№ станции ВМО	Название станции	Координаты		$U$ , м/с	$V$ , м/с
			с.ш.	в.д.		
1	02185	Лулео	65.6°	22.1°	3.2	5.5
2	02365	Сундсвалль	62.5°	17.5°	1.8	3.9
3	11952	Попрад-Гановце	49.0°	20.3°	2.7	6.4
4	12120	Леба	54.8°	17.5°	1.6	7.7
5	12374	Легионово	52.4°	21.0°	-0.3	7.2
6	13275	Белград	44.8°	20.4°	2.0	3.5
7	15420	Бухарест	44.5°	26.1°	-0.9	6.9
8	16622	Салоники	40.5°	23.0°	-0.5	2.3
9	22217	Кандалакша	67.2°	32.4°	10.4	7.8
10	22271	Шойна	67.9°	44.1°	14.0	1.9
11	22845	Каргополь	61.5°	38.9°	10.1	6.8
12	23205	Нарьян-Мар	67.6°	53.0°	13.8	-2.9
13	23921	Ивдель	60.7°	60.5°	6.4	-7.3
14	23804	Сыктывкар	61.7°	50.9°	7.8	-4
15	26038	Таллин*	59.4°	24.6°	3.8	11.7
16	26063	Санкт-Петербург/Воейково	60.0°	30.7°	6.3	12.5
17	26812	Смоленск	54.8°	32.1°	-0.7	12.8
18	27595	Казань	55.6°	49.3°	-0.5	-2.6
19	27612	Москва/Долгопрудная	55.9°	37.5°	1.4	6.3
20	28445	Верхнее Дуброво	56.7°	61.1°	1.5	-6.7
21	33791	Кривой Рог	48.0°	33.2°	-7.6	4.3
22	34122	Воронеж	51.7°	39.3°	-5.5	4.2
23	34172	Саратов	51.6°	46.0°	-5.3	-1.0
24	35229	Актюбинск	50.3°	57.1°	-2.9	-5.2
25	37054	Минеральные Воды	44.2°	43.1°	-4.1	1.0

\* Данные ночного (00 UTC) радиозондирования.

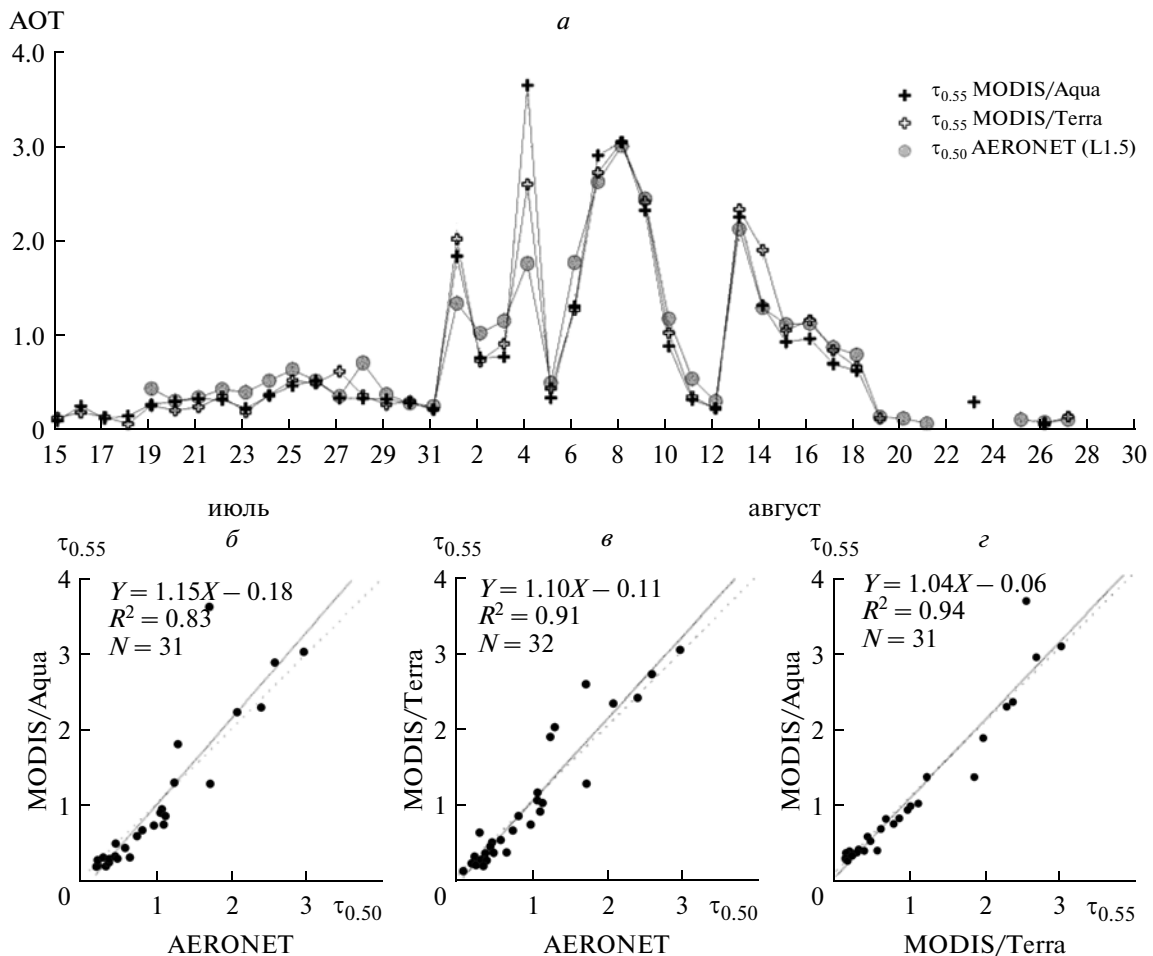
общие закономерности атмосферной динамики региона в целом. Представленные линиями тока ежедневные поля ветра в период массовых пожаров восстановлены по архивным данным полей объективного анализа метеорологических элементов Гидрометцентра России с помощью системы анализа и визуализации GrADS (<http://www.iges.org/grads>). Векторы результирующего (среднего) ветра в период 5–9 августа 2010 г. рассчитаны на основе данных дневных (12:00 UTC) пусков радиозондов на 25 аэрологических станциях (табл. 1). Данные радиозондирования позаимствованы в архиве аэрологических наблюдений университета штата Вайоминг (<http://weather.uwyo.edu/air>). К анализу привлекались также данные NCEP/NCAR-реанализа (Kalnay et al., 1996). Пространственные распределения среднедневной температуры над ЕТР в период 2000–2010 гг. на изобарических поверхностях 925, 850, 700, 500 и 300 мб с разрешением

$2.5^\circ \times 2.5^\circ$  получены через сервер: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Валидация данных АОТ MODIS в период пожаров*

Погрешность наблюдений АОТ автоматических солнечно-зенитных фотометров CIMEL глобальной сети AERONET в видимой области солнечного спектра не превышает 0.01 (Holben et al., 1998), и наблюдения этих приборов приняты в качестве эталонных. Данные восстановления АОТ прибором MODIS ранее неоднократно сопоставлялись с данными АОТ CIMEL в условиях слабого и умеренного аэрозольного загрязнения воздуха (Ichoku et al., 2002). Экстремальное задымление ЕТР предоставило уникальную возможность валидации спутниковых наблюдений АОТ в исключи-

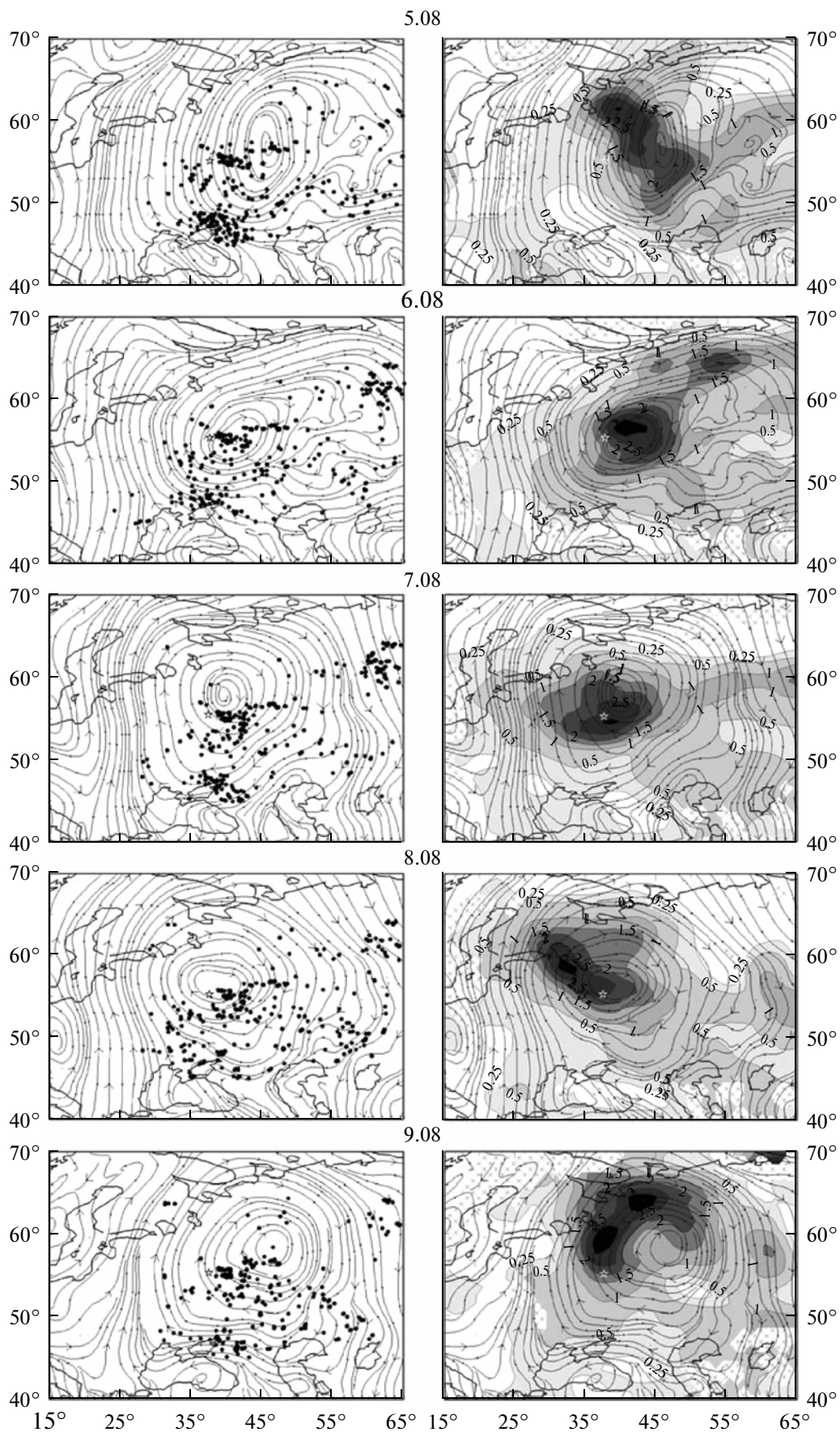


**Рис. 1.** *a* – Ежедневные наблюдения АОТ ( $\lambda = 0.55$  мкм) приборами MODIS (Aqua/Terra) вблизи г. Звенигород и среднесуточные наблюдения АОТ ( $\lambda = 0.50$  мкм) прибором CIMEL станции AERONET Звенигород в период с 15 июля по 31 августа 2010 г. Диаграммы рассеяния наблюдений АОТ приборами: *б* – MODIS/Aqua и CIMEL; *в* – MODIS/Terra и CIMEL; *з* – MODIS/Aqua и MODIS/Terra. Пунктиром показана зависимость  $Y = X$ .

тельно широком диапазоне изменений прозрачности атмосферы.

На рис. 1*a* показаны ежедневные значения  $\tau_{0.55}$ , полученные приборами MODIS/Aqua и MODIS/Terra вблизи г. Звенигорода (наземный пиксел  $55^{\circ}$ – $56^{\circ}$  с.ш.,  $36^{\circ}$ – $37^{\circ}$  в.д.) и среднесуточные значения  $\tau_{0.50}$ , рассчитанные по данным фотометра CIMEL станции AERONET Звенигород ( $55.7^{\circ}$  с.ш.,  $36.78^{\circ}$  в.д.) в период с 15 июля по 31 августа 2010 г. Вследствие обнаруженного дополнительного ослабления в каналах приемника фотометра CIMEL в период пожаров данные его наблюдений были скорректированы с использованием критерия независимости (в среднем) АОТ от зенитного угла Солнца в период его быстрого изменения на восходе и закате (подробнее см. в работе Chubarova et al., 2012). Рисунок 1*a* свидетельствует, что в период пожаров наземные и спутниковые наблюдения АОТ характеризовались сходной временной эволюцией, а положения экстремумов временных рядов АОТ CIMEL и

АОТ MODIS (Aqua/Terra) в период с 29 июля по 18 августа 2010 г. в точности совпадали. Коэффициенты корреляции наблюдений АОТ приборами MODIS/Aqua и CIMEL (MODIS/Terra и CIMEL) в период с 15 июля по 31 августа 2010 г. составили 0.92 (0.96) соответственно. Наибольшие различия среднесуточных значений АОТ, рассчитанных по данным спутниковых и наземных наблюдений, отмечались 4 августа. Обнаруживались также и систематические различия, сходные для двух приборов MODIS. На рис. 1*б*, 1*в* приведены диаграммы рассеяния наблюдений АОТ приборами MODIS/Aqua и CIMEL и приборами MODIS/Terra и CIMEL соответственно. Рисунки свидетельствуют, что при значениях АОТ  $< 1.25$  величины  $\tau_{0.50}^{\text{CIMEL}}$  систематически превышали  $\tau_{0.55}^{\text{MODIS}}$ , тогда как при АОТ  $> 1.25$ , наряду с заметным увеличением разброса наблюдений, в целом отмечалось превышение данными  $\tau_{0.55}^{\text{MODIS}}$  данных  $\tau_{0.50}^{\text{CIMEL}}$ . Стандартное отклонение  $\tau_{0.55}^{\text{MODIS}}$  от  $\tau_{0.50}^{\text{CIMEL}}$  составило 0.31, при сред-



нем отклонении  $-0.02$ . Следует отметить, что интерполяция зависимости наблюдений прибора CIMEL от длины волны в задымленной атмосфере показала, что отношение  $\tau_{0.50}^{\text{CIMEL}} / \tau_{0.55}^{\text{MODIS}}$  в период пожаров не превышало 1.1.

В справочных таблицах MODIS параметры аэрозольных моделей рассчитаны для величин АОТ  $\leq 5$  на длине волны 0.55 мкм. В период задымления ЕТР величины локального аэрозольного загрязнения воздуха могли превышать верхний предел рабочего диапазона алгоритма (Chubarova et al., 2012). Кроме того, высотные сгущения дымового аэрозоля могли диагностироваться как облачность и, как следствие, отбраковываться (van Donkelaar et al., 2011). Два последних обстоятельства обуславливают тенденцию искусственного занижения средних величин АОТ, рассчитанных по данным MODIS в период пожаров. Вместе с тем стоит также отметить, что расхождения величин АОТ, регистрируемых спутниковой и наземной аппаратурой, в значительной степени могут объясняться совокупным эффектом пространственной неоднородности дымов и различием пространственного и временного осреднения наблюдений АОТ приборами MODIS ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) и CIMEL (локальные наблюдения).

Несмотря на отмеченные расхождения данных MODIS и CIMEL и их возможные причины, результаты сравнительного анализа свидетельствуют об удовлетворительном согласии спутниковых и наземных наблюдений АОТ в период пожаров. Диаграмма рассеяния данных наблюдений АОТ приборами MODIS/Aqua и MODIS/Terra вблизи ЗНС (рис. 1з), свидетельствует о согласованности наблюдений двух приборов MODIS.

#### *Пространственно-временная динамика дымового аэрозоля при массовых пожарах 2010 г.*

Летом 2010 г. пожары отмечались в различных местах ЕТР, однако очаги горения распределялись по территории региона неравномерно. Охваченные массовыми пожарами территории характеризовались разным типом растительности и, как следствие, различным составом дымового аэрозоля. Кроме того, в различных частях ЕТР интенсификация пожаров отмечалась в различные временные периоды (Ситнов, 2011). С 24 июля по 16 августа в общей массе очагов горения, отмечавшихся на ЕТР, доминировали пожары в широтно-ориентированной области, протянувшейся от столичного региона до Среднего Прикамья (далее

центр ЕТР). В этот период на территории, ограниченной координатами  $54^\circ\text{--}57^\circ$  с.ш.,  $38^\circ\text{--}48^\circ$  в.д., занимающей 6% площади ЕТР, количество пожаров составило более 60% общего количества пожаров, отмечавшихся на ЕТР.

На рис. 2 показаны ежедневные пространственные распределения АОТ, местоположения действующих пожаров и поля ветра в период экстремального задымления ЕТР — с 5 по 9 августа 2010 г. Распределения АОТ сглажены скользящим матричным средним  $3^\circ \times 5^\circ$  (широта  $\times$  долгота), что уменьшает в среднем на 28% значения локальных максимумов АОТ, но делает более наглядным общие закономерности распределений. На рисунке выделяются три кластера пожаров — в центре, в Приазовье и на Северном Урале. В центре ЕТР в этот период количество пожаров отличалось относительным постоянством, в Приазовье отмечалось уменьшение количества пожаров, а на северном Урале их количество росло 5–7 августа и убывало 7–9 августа, достигнув таким образом максимума 7 августа.

Сравнение картин распределений АОТ и действующих пожаров на рис. 2 показывает, что пространственное распределение дыма над ЕТР в целом обнаруживало мало сходства с пространственным распределением источников дыма, а его временные изменения не отражали изменений интенсивности горения в отмеченных выше кластерах. Некоторым исключением явилось 6 августа, когда максимум АОТ действительно отмечался над областью пожаров, а пространственное распределение АОТ, следуя географии очагов горения, было ориентировано в направлении ЮЗ–СВ. Совместный анализ АОТ и полей ветра показывает, что пространственно-временная эволюция АОТ 5–9 августа была тесно связана с особенностями региональной атмосферной циркуляции, обусловленной блокирующим антициклоном. Ключевую роль в формировании картин распределений АОТ над территорией региона играли процессы переноса дымового аэрозоля из областей массовых пожаров ветром. Ветровыми потоками дым вовлекался в антициклоническую циркуляцию, со слабыми ветрами в центре антициклона и сильными ветрами на его периферии, распространяясь, таким образом, по территории региона. Вихревая структура поля дымового аэрозоля отчетливо проявилась в распределении АОТ 9 августа.

Несмотря на распространенность пожаров, по всей территории региона в полях АОТ изо дня в день отмечалась локализованная область высоких

**Рис. 2.** Слева — очаги действующих пожаров (степень надежности диагностирования — 80%), справа — распределения АОТ, сглаженные скользящим матричным средним  $3^\circ \times 5^\circ$  (широта  $\times$  долгота) в период 5–9 августа 2010 г. Данные приборов MODIS (Aqua/Terra). Линиями со стрелками показаны поля ветра (линии тока) на уровне 700 мб. Крестики — отсутствие данных АОТ.

**Таблица 2.** Максимальное значение АОТ ( $\lambda = 0.55$  мкм) над ЕТР ( $\tau_{\text{Макс}}$ ) и его координаты, значения АОТ над Москвой ( $\tau_{\text{Мос}}$ ) и Звенигородом ( $\tau_{\text{Звен}}$ ), средняя по ЕТР оптическая толщина ( $\tau_{\text{ЕТР}}$ ), а также соответствующие  $\tau_{\text{Макс}}$  и  $\tau_{\text{ЕТР}}$  значения радиационного форсинга на верхней границе атмосферы ( $R_1$ ) и разность радиационных форсингов на верхней и нижней границах атмосферы ( $R_1 - R_2$ )

Дата	$\tau_{\text{Макс}}$	Координаты, град		$\tau_{\text{Мос}}$	$\tau_{\text{Звен}}$	$\tau_{\text{ЕТР}}$	$R_1^{\text{Макс}}/R_1^{\text{ЕТР}}$ , Вт м <sup>-2</sup>	$(R_1 - R_2)^{\text{Макс}}/(R_1 - R_2)^{\text{ЕТР}}$ , Вт м <sup>-2</sup>
		с.ш.	в.д.					
05.08.2010	4.29	61.5°	37.5°	0.63	0.42	0.98	-145/-58	202/44
06.08.2010	4.80	55.5°	40.5°	1.61	1.30	1.03	-150/-60	230/46
07.08.2010	4.86	53.5°	37.5°	3.14	2.82	0.99	-151/-58	234/44
08.08.2010	4.17	58.5°	32.5°	2.92	3.05	1.05	-143/-61	195/47
09.08.2010	4.39	59.5°	37.5°	2.61	2.37	1.16	-146/-66	207/51

значений АОТ ( $\tau_{0.55} > 1.5$ ), характеризовавшаяся большей связностью изменений по сравнению с остальными частями распределений АОТ. Анализ пространственно-временной эволюции АОТ показывает, что область  $\tau_{0.55} > 1.5$  и более мелкие неоднородности пространственного распределения АОТ обнаруживали элементы антициклонического вращения. Прослеживание во времени положения области значений  $\tau_{0.55} > 3$  свидетельствует, что область максимального задымления в дни с 5 по 9 августа совершила полный оборот вокруг московского мегаполиса, оставаясь на расстоянии 200–650 км от него.

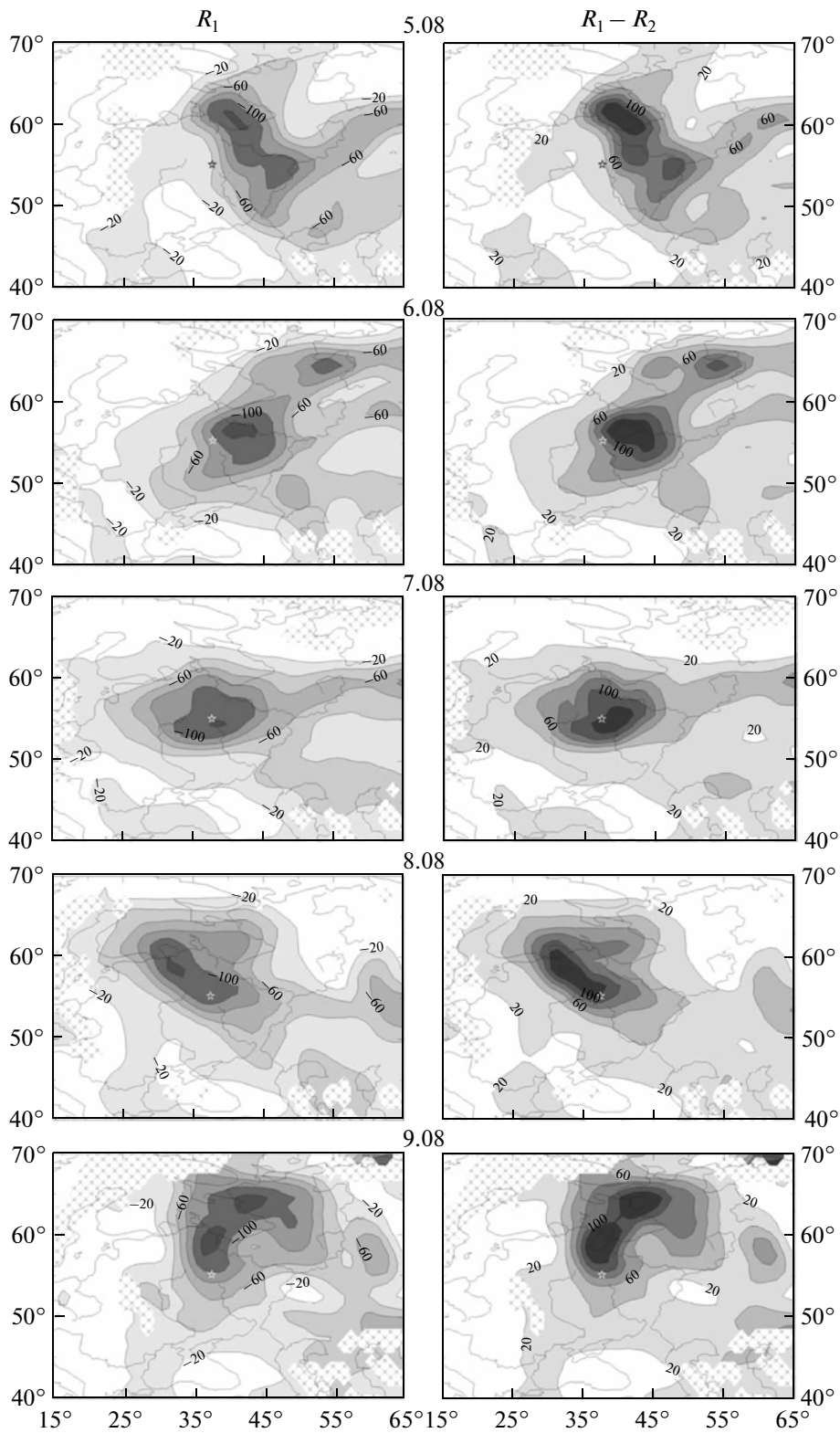
В табл. 2 представлены отмечавшиеся над ЕТР максимальные значения  $\tau_{0.55}$  при разрешении  $1^\circ \times 1^\circ$ , координаты их наблюдений, а также значения  $\tau_{0.55}$  в пикселах, содержащих г. Москву ( $55^\circ - 56^\circ$  с.ш.,  $37^\circ - 38^\circ$  в.д.), г. Звенигород ( $55^\circ - 56^\circ$  с.ш.,  $36^\circ - 37^\circ$  в.д.), и средние по ЕТР значения  $\tau_{0.55}$ . Наибольшее среднесуточное значение  $\tau_{0.55} = 4.86$  отмечалось 7 июля примерно в 250 км к югу от Москвы. Существенно, что г. Москва избежала максимально возможного уровня задымления. Из таблицы следует, что в дни с 5 по 9 августа экстремальные среднесуточные значения  $\tau_{0.55}$  над ЕТР в 1.5–3 раза превышали среднесуточные значения АОТ, наблюдавшиеся над московским мегаполисом. Миграция дымового пятна на территорию столичного региона привела бы к заметно более тяжелым последствиям для здоровья населения. Вместе с тем столичный регион, долгое время находившийся вблизи центра антициклона (характеризующегося слабыми ветрами) и вблизи очагов массовых пожаров, был подвержен более продолжительному задымлению по сравнению с каким-либо периферийным регионом ЕТР, где задымление хоть и могло быть сильным, но было более кратковременным. Распределение АОТ 6 августа объясняется, очевидно, тем, что в этот день центр антициклонического вращения отмечался над центральным кластером пожаров. Вследствие ослабления процессов пере-

носа дымовой аэрозоль накапливался вблизи источников дыма, поэтому абсолютный максимум АОТ 6 августа отмечался непосредственно над областью массовых пожаров.

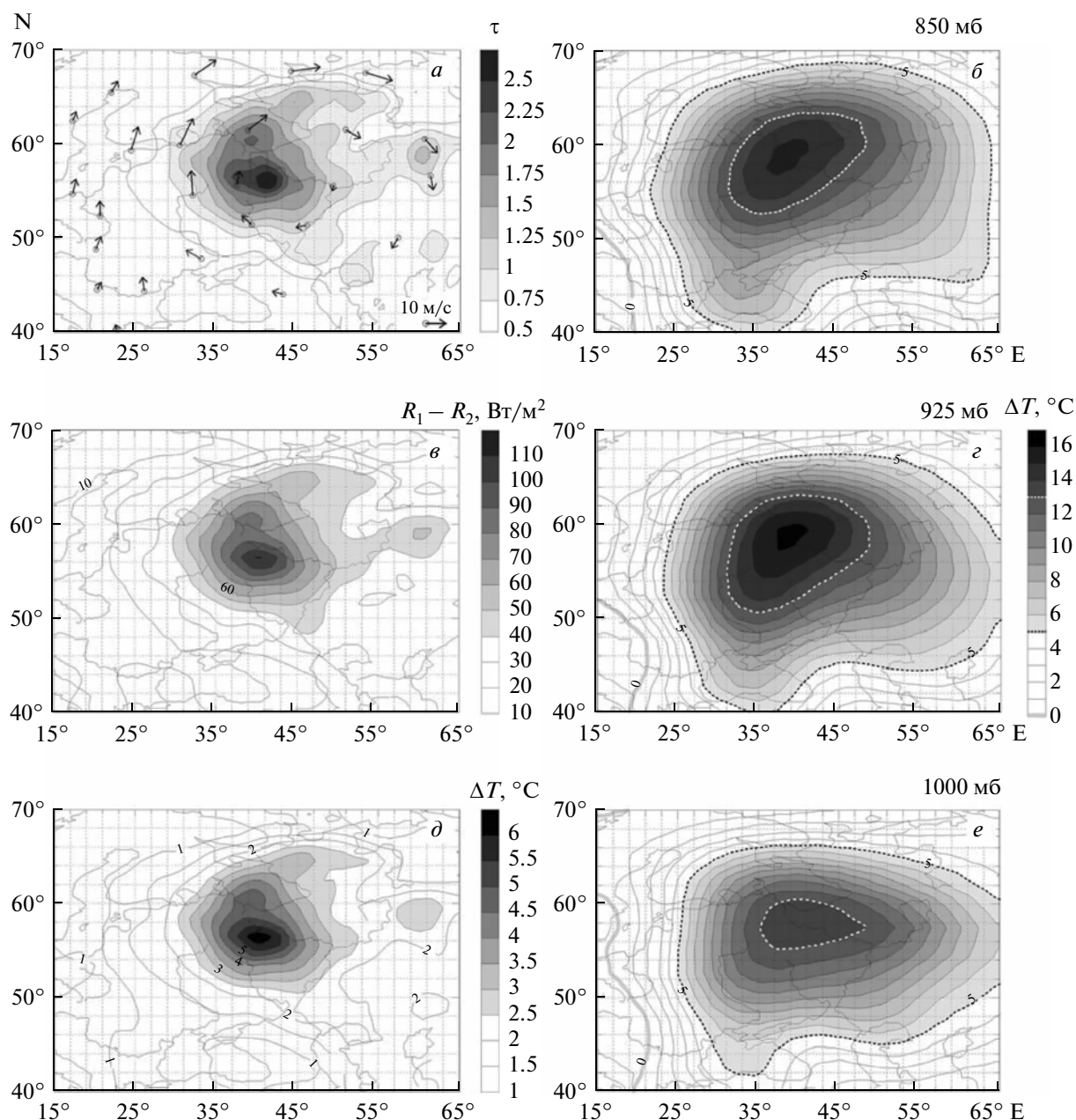
Будучи квазистационарным, барическое образование испытывало определенные изменения. Анализ полей ветра на рис. 2 свидетельствует, что 5–7 августа отмечалась миграция центра антициклона с востока на запад, а 8–9 августа – с запада на восток; она сопровождалась соответствующей миграцией областей высоких значений АОТ. Циркуляция в области блокирующего антициклона характеризовалась заметной асимметрией. Над юго-западной и западной частями региона отмечалась конвергенция воздушных потоков. Как следствие, скорость ветрового потока в тыловой части антициклона возрастала с юга на север. В передней части антициклона в целом отмечалась обратная ситуация, и здесь скорость потока убывала с севера на юг. Скорость результирующего ветра над северной периферией ЕТР достигала 14 м/с и более чем в 3 раза превосходила скорость ветра над южной периферией ЕТР (см. также рис. 4а). Поле ветра претерпевало заметные изменения от дня ко дню. 5–6 августа над восточной частью ЕТР динамическая картина была размытой, тогда как дни 7, 8 и 9 августа характеризовались резким усилением ветра в передней части антициклона и формированием над ЕТР замкнутой антициклонической ячейки. Уменьшение выноса дыма за пределы региона привело к росту среднего регионального значения АОТ и достижению им 9 августа абсолютного максимума, составившего 1.16.

#### *Радиационные эффекты дымового аэрозоля*

Помимо негативного экологического воздействия, присутствие в воздухе дымового аэрозоля меняет радиационный и тепловой баланс атмосферы и подстилающей поверхности. Для решения многих задач теории климата большой интерес представляют региональные и пространственно-



**Рис. 3.** Слева – АРФ дымового аэрозоля на верхней границе атмосферы; справа – разность АРФ на верхней и на нижней границах атмосферы. Распределения сглажены скользящим матричным средним  $3^\circ \times 5^\circ$ . Единицы измерения  $\text{Вт}/\text{м}^2$ . Сверху вниз показаны дни с 5 по 9 августа 2010 г.



**Рис. 4.** Слева – пространственные распределения: *a* – осредненных в период 5–9 августа 2010 г. значений АОТ (стрелками показаны векторы результирующего ветра на уровне 700 мб); *в* – разностей АРФ на верхней и на нижней границах атмосферы; *д* – изменений температуры воздуха за 10 ч вследствие нагрева коротковолновой солнечной радиацией 500-м слоя дымового аэрозоля, пространственное распределение АОТ которого соответствует рис. 4*a*. Справа – *б*, *г*, *е* – аномалии температуры воздуха на уровнях (сверху вниз) 850, 925 и 1000 мб в период 5–9 августа 2010.

распределенные радиационные эффекты дымов. Следует отметить, что вследствие незначительности облачного покрытия небосвода в период массовых пожаров 2010 г. косвенные радиационные эффекты дымов были несущественными по сравнению с их прямыми радиационными эффектами. Очевидно также, что изменения АОТ в период пожаров отражали главным образом изменение концентрации в воздухе частиц дымового аэрозоля.

Влияние аэрозоля на радиационной режим атмосферы оценивается по величине АРФ на верхней ( $R_1$ ) и нижней ( $R_2$ ) границах атмосферы. Величины АРФ зависят от зенитного угла Солнца, аэрозольных оптических характеристик (главным образом от АОТ и вероятности выживания кванта), а также от содержания водяного пара и отражательных свойств подстилающей поверхности. Мерой АРФ является изменение радиационного

баланса при наличии в воздухе частиц аэрозоля и в их отсутствие. Радиационный баланс определяется как разность потоков приходящей (к слою) и уходящей (из слоя) радиации. Из-за относительно слабого влияния дымового аэрозоля на потоки длинноволновой радиации ниже приводятся оценки только коротковолнового АРФ. Расчеты АРФ основаны на решении уравнения переноса радиации в плоско-параллельной атмосфере с учетом рассеяния и поглощения солнечной радиации аэрозолями, молекулярного рассеяния, а также поглощения радиации атмосферными газами ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $O_3$ ). Оптические характеристики аэрозоля в толще атмосферы задаются спектрально зависимыми величинами АОТ, альбедо однократного рассеяния и индикатрисы рассеяния. Используются также данные наблюдений оптических характеристик аэрозоля в приземном слое воздуха и разнородная аэрологическая информация.

В работе (Горчакова, Мохов, 2012) приведены численные оценки  $R_1$  и  $R_2$  в период пожаров 2010 г. Для расчетов АРФ использовались наблюдения радиационных и оптических характеристик аэрозоля на ЗНС летом 2010 г. Согласно результатам этой работы, зависимость  $R_2$  от  $\tau_{0.55}$  в безоблачной атмосфере можно аппроксимировать степенной функцией вида

$$R_2 = R_0 \tau^{0.83}, \quad (1)$$

где  $\ln R_0 = 4.64$ . Локальные оценки коротковолнового АРФ на верхней границе атмосферы в период пожаров 2010 г. приведены в работе (Chubarova et al., 2012). Там же представлены графики зависимостей  $R_1$  от  $\tau_{0.50}$  в июле и августе в годы массовых пожаров (2002 и 2010) и в годы их отсутствия (2001, 2003–2009). Зависимости  $R_1$  от  $\tau_{0.50}$  достаточно точно могут быть аппроксимированы функцией

$$R_1 = -0.748\tau_{0.50}^3 + 11.54\tau_{0.50}^2 - 69.47\tau. \quad (2)$$

Погрешность аппроксимации (2) определяется главным образом разбросом данных  $R_1$  при фиксированном  $\tau$ , который не превышает  $\pm 15$  Вт/м<sup>2</sup>. Поскольку в задымленной атмосфере столичного региона летом 2010 г. значения  $\tau_{0.55}^{MODIS}$  были близки к значениям  $\tau_{0.50}^{CIMEL}$  (рис. 1а, 1б), в качестве  $\tau$  в (2) могут быть использованы данные  $\tau_{0.55}^{MODIS}$ . Применение соотношений (1) и (2) к данным аэрокосмического мониторинга АОТ позволяет восстановить картину распределения радиационных эффектов дымового аэрозоля над ЕТР в период пожаров 2010 г.

Пространственные распределения  $R_1$  в период экстремального задымления ЕТР (с 5 по 9 августа) представлены на рис. 4 слева. Справа на рис. 4 показаны распределения разностей  $R_1 - R_2$ . Величины различий АРФ на верхней и нижней границах

атмосферы характеризуют интенсивность нагрева атмосферы. Из сопоставления соответствующих распределений  $R_1$  и  $R_1 - R_2$  следует, что величины  $R_2$  (как и величины  $R_1$ ) были отрицательными, однако существенно превосходили  $R_1$  (по модулю). Таким образом, в коротковолновой части солнечного спектра присутствие в воздухе дымового аэрозоля приводило к выхолаживанию земной поверхности и системы земная поверхность–атмосфера. Распределения  $R_1$  и  $R_1 - R_2$  на рис. 4 качественно подобны соответствующим распределениям АОТ и характеризуются значительными пространственными неоднородностями. Расчеты показывают, что 7 августа локальные меридиональные градиенты  $R_1$  ( $R_1 - R_2$ ) на севере и на юге ЕТР достигали соответственно величин 39 и  $-50$  ( $-30$  и  $50$ ) Вт м<sup>-2</sup>/100 км, тогда как 9 августа локальные зональные градиенты  $R_1$  и  $R_1 - R_2$  достигали величин  $-108$  и  $127$  Вт м<sup>-2</sup>/100 км соответственно.

Выделяя общие закономерности пространственных распределений, матричное сглаживание данных на рис. 4 уменьшает величины локальных максимумов  $R_1$  ( $R_1 - R_2$ ) на 11–15 (27–40)% соответственно. Величины  $R_1$  и  $R_1 - R_2$  для экстремальных значений АОТ, наблюдавшихся над ЕТР в период с 5–9 августа (в пространственном разрешении  $1^\circ \times 1^\circ$ ), а также величины  $R_1$  и  $R_1 - R_2$  для средних региональных значений АОТ, рассчитанных для этих же дней, приведены в табл. 2.

#### Оценки температурных эффектов задымления

Большие положительные величины разностей АРФ на нижней и верхней границах атмосферы свидетельствуют о нагреве слоя дымового аэрозоля коротковолновой солнечной радиацией. Дополнительный приток тепла в столбе задымленной атмосферы с площадью сечения  $S$  за время  $\Delta t$  равен

$$\Delta Q = (R_1 - R_2)S\Delta t. \quad (3)$$

Практически весь приток тепла расходуется на нагрев объема воздуха  $V = SH$  в слое задымления толщиной  $H$ . Приобретенное слоем воздуха тепло связано с изменением температуры воздуха соотношением

$$\Delta Q = \rho C_p V \Delta T, \quad (4)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха ( $1.25$  кг/м<sup>3</sup>);  $C_p$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении ( $1005$  Дж кг/град);  $\Delta T$  – прирост температуры воздуха за время  $\Delta t$ . Приравнявая правые части (1) и (2), можно получить соотношение для оценки температурных эффектов задымления

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{R_1 - R_2}{\rho C_p H}. \quad (5)$$

Средние региональные значения АОТ в период с 5 по 9 августа 2010 г. варьировали в пределах 0.98–1.16. При  $\tau_{0.55} = 1$  разность  $R_1 - R_2$  составляет примерно 45 Вт/м<sup>2</sup>, а скорость роста температуры  $\frac{\Delta T}{\Delta t}$  за счет поглощения коротковолновой солнечной радиации в задымленном слое толщиной 500 (1000) м составляет около 0.26 (0.13)°С/час. Максимальные величины  $\tau_{0.55}$  (в пространственном разрешении 1° × 1°) в период экстремального задымления превышали 4.0 (табл. 2). Скорость роста температуры в таких условиях достигает 1.1°С/час.

На рис. 4а представлено пространственное распределение средних величин АОТ в период с 5 по 9 августа 2010 г. На этом же рисунке показаны векторы среднего (результатирующего) ветра в первую декаду августа на уровне 700 мб в местах расположения 25 аэрологических станций (см. также табл. 1). Из рисунка видно, что область максимальных значений АОТ располагалась вблизи центра антициклонического вращения (на уровне 700 мб). Следует отметить, что эта особенность распределения АОТ объясняется не только более интенсивным задымлением воздуха вблизи располагавшегося неподалеку центрального кластера пожаров, но и осреднением во времени пространственных неоднородностей поля АОТ, характеризовавшихся вращательной динамикой. Рисунок 4а свидетельствует, что среднее пространственное распределение АОТ над ЕТР в период экстремального задымления определялось главным образом полем ветра блокирующего антициклона. На рис. 4в показано пространственное распределение  $R_1 - R_2$ , соответствующее среднему пространственному распределению АОТ, а на рис. 4д – изменение в течение 10-часового светового дня температуры дымового слоя толщиной 500 м, соответствующее данному распределению  $R_1 - R_2$ . Из рисунка видно, что термическое воздействие задымления, отражая распределение АОТ и  $R_1 - R_2$ , характеризуется существенной пространственной неоднородностью. Максимальные величины нагрева (более 6°С/10 час) отмечаются в центральной части ЕТР, тогда как на периферии ЕТР величины температурных эффектов уменьшаются в 3–4 раза. Очевидно, что пространственные неоднородности термического воздействия задымления могли приводить к формированию соответствующих пространственных неоднородностей температуры воздуха.

На рис. 4б, 4г, 4е показаны рассчитанные на основании данных реанализа средние аномалии среднесуточной температуры воздуха ( $\Delta T$ ) на уровнях 1000, 925 и 850 мб в эти дни. Аномалии рассчитывались как отклонения средних значений локальных температур в период с 5 по 9 августа 2010 г. от средних значений локальных температур в соответствующие периоды 2000–2009 гг.

На всех рассматриваемых уровнях в пространственных распределениях аномалий температуры отмечаются области высоких значений аномалий, центрированных вблизи максимумов пространственных распределений АОТ,  $R_1 - R_2$  и  $\frac{\Delta T}{\Delta t}$ .

Своей максимальной величины (16.2°С) температурные аномалии достигают на уровне 925 мб (~800 м), тогда как на уровнях 1000, 850 и 700 мб их значения не превышают 13.8, 15.2 и 8.2°С соответственно. Сравнительный анализ рис. 4б, 4г, 4е свидетельствует, что в области сильных аномалий ( $\Delta T \geq 9^\circ\text{C}$ ) изолинии одинакового номинала оконтуривают наибольшую площадь именно на уровне 925 мб, тогда как в области умеренных аномалий ( $0 \leq \Delta T < 9^\circ\text{C}$ ) – на уровне 850 мб. Расчеты, в частности, показывают, что площади областей, охватываемых аномалиями температуры, превышающими 13°С на уровнях 1000, 925 и 850 мб, составляют соответственно 0.31, 1.03 и 0.83 млн. км<sup>2</sup>. Таким образом, высотная зависимость аномалий температуры (а также их пространственная структура) согласуется с тем фактом, что присутствие в воздухе дымового аэрозоля приводит к понижению температуры воздуха приземного слоя и разогреву вышележащих слоев атмосферы.

Отмеченные выше особенности пространственных распределений величин  $\frac{\Delta T}{\Delta t}$  и  $\Delta T$  позволяют предположить, что температурные аномалии воздуха пограничного слоя атмосферы в период 5–9 августа 2010 г. могли быть частично обусловлены радиационными эффектами дымового аэрозоля. Вместе с тем сравнение рис. 4б, 4г, 4е с рис. 4д свидетельствует, что величины аномалий температуры воздуха были значительно больше величин изменений температуры, которые в данном месте могли быть обусловлены радиационным нагревом задымленного воздуха. Пространственное распределение температурных аномалий характеризуется определенным сходством с полем горизонтального ветра, в частности, максимумы аномалий отмечаются вблизи центра антициклонического вращения, тогда как высотная протяженность барического образования свидетельствует о развитости в его системе вертикальных движений воздуха. Сильные положительные аномалии температуры в пограничном слое атмосферы 5–9 августа 2010 г. могли быть связаны с усилением вертикальных (нисходящих) движений воздуха внутри блокирующего антициклона в этот период. Адиабатическое опускание воздушной массы на 1 км связано с повышением ее температуры на 6–10°С.

Совместный анализ профилей результирующего ветра и пространственного распределения аномалий температуры показывает, что положи-

тельный меридиональный градиент аномалий температуры в пограничном слое атмосферы над югом ЕТР сопровождался усилением с высотой восточного ветра, тогда как отрицательный меридиональный градиент аномалий температуры над северной частью ЕТР — усилением с высотой западного ветра. Подобная связь температуры и ветра характерна для механизма термического ветра (Хргиан, 1969). В соответствии с уравнениями термического ветра развитие положительной (отрицательной) аномалии температуры в центре антициклона должно сопровождаться соответственно усилением (ослаблением) антициклонической циркуляции.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С привлечением данных наблюдений АОТ ( $\lambda = 0.55$  мкм) спутниковыми приборами MODIS (Aqua и Terra), полей объективного анализа метеорологических элементов Гидрометцентра России, NCEP/NCAR-реанализа и данных сетевого аэрологического радиозондирования проведено исследование эволюции задымления ЕТР в период массовых пожаров лесов и торфяников летом 2010 г.

Полученные результаты показывают, что в период сильного задымления центральной части ЕТР пространственно-временная изменчивость АОТ была тесно связана с особенностями региональной атмосферной циркуляции, обусловленной блокирующим антициклоном. Несмотря на распространенность пожаров по всей территории региона, в распределениях АОТ изо дня в день отмечалась локализованная область высоких значений АОТ, которая обнаруживала элементы антициклонического вращения. В период с 5 по 9 августа (за четыре дня) область задымления, характеризующаяся средненебными значениями  $\tau_{0.55} \geq 3$ , совершила полный антициклонический оборот вокруг г. Москвы, оставаясь на расстоянии 200–650 км от него. Московскому мегаполису, таким образом, удалось избежать экстремального задымления и его последствий. В случае миграции этой области на территорию столичного региона средненебные значения АОТ могли быть в 1.5–3 раза выше отмечавшихся в этот период над мегаполисом.

С использованием аналитических аппроксимаций зависимостей коротковолнового АРФ от АОТ сделаны оценки величин среднего регионального радиационного форсинга дымового аэрозоля на верхней и нижней границах атмосферы. Присутствие в воздухе дымового аэрозоля приводило к заметному охлаждению приповерхностного слоя атмосферы и нагреву толщи атмосферного воздуха над обширной территорией. Результаты расчетов показали, что в период 5–9 августа величины среднего регионального АРФ на верхней (нижней) границе атмосферы варьировали в пределах от –66 до

–58 (от –117 до –102) Вт/м<sup>2</sup>, достигнув максимума 9 августа. Максимальные величины локального АРФ отмечались 7 августа на юге Тульской области (наземный пиксел 53°–54° с.ш. и 37°–38° в.д.) и составили –151 Вт/м<sup>2</sup> и –385 Вт/м<sup>2</sup> на верхней и нижней границах атмосферы соответственно. Распределения АРФ на верхней и на нижней границах атмосферы по территории региона характеризовались значительными пространственными неоднородностями.

Получены количественные оценки локальных, а также пространственно-распределенных температурных эффектов дымового аэрозоля. Скорость роста температуры в слое задымленного воздуха 5–9 августа 2010 г. составляла в среднем по ЕТР 0.13–0.26°С/час, а в местах экстремального задымления достигала 1.1°С/час. Среднее для указанного выше периода термическое воздействие задымления характеризовалось существенной пространственной неоднородностью. Максимальные величины нагрева (более 6°С/10 час) отмечались над центральной частью ЕТР. На периферии региона величины температурных эффектов уменьшались в 3–4 раза.

Анализ полей температуры по данным NCEP/NCAR-реанализа показал, что в области блокирующего антициклона аномалии температуры воздуха в пограничном слое атмосферы в период с 5 по 9 августа 2010 г. достигали 16°С, значительно превышая величины типичных летних аномалий. Высотная зависимость температурных аномалий свидетельствует об относительном охлаждении приповерхностного слоя воздуха и разогреве воздуха лежащих выше слоев нижней тропосферы в период экстремального задымления ЕТР, а пространственные распределения аномалий температуры согласуются с пространственным распределением приращения температуры в пограничном слое атмосферы, обусловленным радиационным нагревом задымленного воздуха и распределением АОТ в этот период. Эти факты говорят о том, что аномалии температуры воздуха в период задымления могли быть частично обусловлены радиационными эффектами дымового аэрозоля. Вместе с тем расчеты термических эффектов дымового аэрозоля показывают, что величины аномалий температуры воздуха были значительно больше величин изменений температуры, которые в данном месте могли быть обусловлены радиационным нагревом задымленного воздуха. Очевидно, что в период с 5 по 9 августа 2010 г. средние пространственные распределения АОТ,  $\frac{\Delta T}{\Delta t}$  и аномалий температуры отражали главным образом действие одного и того же динамического механизма и были связаны с системой горизонтальных и вертикальных движений воздуха блокирующего антициклона.

Проведена валидация данных наблюдений АОТ, полученных с MODIS данными АОТ высокоточного солнечно-небесного фотометра CIMEL станции Звенигород сети AERONET. Результаты сравнения показали, что в период массовых пожаров на ЕТР в июле–августе 2010 г. наблюдаемые приборами MODIS и CIMEL локальные величины АОТ были согласованы между собой.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 11-05-00704, № 11-05-01144 и № 10-05-01019.

Авторы благодарят И.И. Мохова и И.А. Горчакову за обсуждение работы и полезные советы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондур В.Г.* Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары 2010 г. // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 3. С. 3–13.
- Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Пономарева Т.Я., Соколов А.В.* Московская дымная мгла 2010 г. Экстремальное аэрозольное и газовое загрязнение воздушного бассейна Московского региона // Оптика атмосферы и океана. 2011а. Т. 24. № 6. С. 452–458.
- Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С.* Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы московского региона в 2010 году // Докл. РАН. 2011б. Т. 437. № 5. С. 686–690.
- Горчакова И.А., Мохов И.И.* Радиационный и температурный эффекты дымового аэрозоля в Московском регионе в период летних пожаров 2010 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 5. С. 558–565.
- Звягинцев А.М., Блюм О.Б., Глазкова А.А., Котельников С.Н., Кузнецова И.Н., Лапченко В.А., Лезина Е.А., Миллер Е.А., Милев В.А., Попиков А.П., Семутникова Е.Г., Тарасова О.А., Шалыгина И.Ю.* Загрязнение воздуха на европейской части России и Украине в условиях жаркого лета 2010 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 757–766.
- Исаков А.А., Аникин П.П., Елохов А.С., Курбатов Г.А.* О характеристиках дымов лесных и торфяных пожаров в Центральной России летом 2010 г. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 478–482.
- Мохов И.И.* Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих измерений климата и его аномалий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 709–716.
- Ситнов С.А.* Спутниковый мониторинг содержаний газовых примесей атмосферы и оптических характеристик атмосферного аэрозоля над европейской территорией России в апреле–сентябре 2010 года // Докл. РАН. 2011а. Т. 437. № 1. С. 102–107.
- Ситнов С.А.* Оптическая толща аэрозоля и общее содержание оксида углерода над европейской территорией России в период массовых пожаров лета 2010 г.: взаимосвязь изменчивости загрязнений и метеорологических величин // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011б. Т. 47. № 6. С. 774–789.
- Ситнов С.А.* Анализ спутниковых наблюдений аэрозольных оптических характеристик и газовых примесей атмосферы над центральным районом Российской Федерации в период аномально высоких летних температур и массовых пожаров 2010 года // Оптика атмосферы и океана. 2011в. Т. 24. № 7. С. 572–581.
- Ситнов С.А., Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Карпов А.В.* Эволюция и радиационные эффекты экстремального задымления европейской России летом 2010 года // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 5. С. 561–567.
- Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 648 с.
- Чубарова Н.Е., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловцева О.А.* Аэрозольные и радиационные характеристики атмосферы во время лесных и торфяных пожаров в 1972, 2002 и 2010 гг. в Подмоскowie // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 774–789.
- Шакина Н.П., Иванова А.Р., Бирман Б.А., Скриптунова Е.Н.* Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. М.: Триада, 2010. С. 6–21.
- Chubarova N., Nezval' Y., Sviridenkov M., Smirnov A., Slutsker I.* Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. P. 557–568.
- Davies D.K., Ilavajhala S., Wong M.M., Justice C.O.* Fire Information for Resource Management System: Archiving and Distributing MODIS Active Fire Data // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2009. V. 47. № 1. P. 72–79.
- Giglio L., Descloitres J., Justice C.O., Kaufman Y.J.* An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS // Rem. Sens. Env. 2003. V. 87. P. 273–282.
- Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima N., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Env. 1998. V. 66. P. 1–16.
- Hubanks P.A., King M.D., Platnick S., Pincus R.* MODIS Atmosphere L3 Gridded Product // Algorithm Theoretical Basis Doc. № ATBD-MOD-30. 2008.
- Ichoku C., Chu D.A., Mattoo S., Kaufman Y.J., Remer L.A., Tanré D., Slutsker I., Holben B.N.* A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 12. doi:10.1029/2001GL013206.
- Kalnay E.T., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471.
- Kaufman Y.J., Tanré D., Gordon H.R., Vermote E.F., Chu A., Holben B.N.* Operational remote sensing of aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № D14. P. 17051–17067.

Levy R.C., Remer L.A., Mattoo S., Vermote E.F., Kaufman Y.J. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № D13211.

Salomonson V.V., Barnes W.L., Maymon P.W., Montgomery H.E., Ostrow H. MODIS, advanced facility instrument for studies of the Earth as a system // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1989. V. 27. P. 145–153.

van Donkelaar A., Martin R.V., Levy R.C., da Silva M.A., Krzyzanowski M., Chubarova N.E., Semutnikova E.G., Cohen A.J. Satellite-based estimates of ground-level fine particle matter during extreme events: A case study of the Moscow fires in 2010 // *Atmos. Environ.* 2011. V. 45. P. 6225–6232.

Witte J.C., Douglass A.R., da Silva A., Torres O., Levy R., Duncan B.N. NASA A-Train and Terra observations of the 2010 Russian wildfires // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. № 15. P. 9287–9301.

## An Influence of Atmospheric Circulation on the Evolution and Radiative Forcing of Smoke During Wildfires over European Russia in Summer 2010

S. A. Sitnov<sup>1</sup>, G. I. Gorchakov<sup>1</sup>, M. A. Sviridenkov<sup>1</sup>, V. M. Kopeikin<sup>1</sup>,  
T. Ya. Ponomareva<sup>2</sup>, A. V. Karpov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup> *Hydrometeorological Centre of Russia, Moscow*

Using observations of aerosol optical depth (AOD) from MODIS instruments (Aqua and Terra satellites), the objective analysis of meteorological fields, NCEP/NCAR reanalysis and aerological data, the study of smoke plume evolution over European Russia (ER) during the forest and peat bog fires in the summer of 2010 is presented. The relation of structural inhomogeneities of AOD field with the regional atmospheric circulation is found. It is shown that in the period from 5 to 9 of August, the maximum of smoke pollution did complete turn around Moscow, while remaining at a distance of 200–650 km from the megacity. We present estimations of regionally averaged shortwave aerosol radiative forcing (ARF) at the top and the bottom of the atmosphere in the period of an extreme smoke event. Also we in the first time present the spatial distribution of ARF as well as estimates of local and spatially distributed thermal effects of smoke aerosol during the wildfires of 2010 in ER. It is shown that in the period August 5–9, the spatial distribution of AOD as well as thermal effects of smoke aerosols have been agreed with the spatial distributions of temperature anomalies which manifest themselves in the atmospheric boundary layer in this period. During the wildfires the validation of AOD obtained by MODIS instrument with AOD obtained by the CIMEL sun photometer operated at the Zvenigorod AERONET station was performed.

**Keywords:** wildfires, aerosol optical depth, smoke plume, aerosol radiative effects, aerosol thermal effects, MODIS, validation

---

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ  
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

---

**ДИНАМИКА АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ И БЫСТРОЕ  
ОБНОВЛЕНИЕ ВОД УССУРИЙСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)  
ПО СПУТНИКОВЫМ И МОРСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ**

© 2013 г. К. А. Рогачев

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

*E-mail: rogachev@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 26.03.2012 г.

Динамика вод на шельфе и континентальном склоне залива Петра Великого исследована недостаточно. В придонном слое Амурского и Уссурийского заливов может наблюдаться низкая концентрация растворенного кислорода, причина которой не ясна. В тоже время механизм вентиляции (обновления) придонных вод Уссурийского залива и его бухт до сих пор не определен. В работе на основе спутниковых и прямых наблюдений изучена динамика вод Уссурийского залива и прилегающих районов залива Петра Великого. Спутниковые наблюдения включают изображения различных каналов радиометра AVHRR спутников NOAA и данные MODIS Aqua и Terra, предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга ДВО РАН. Для того чтобы установить характеристики антициклонических вихрей, в дополнение к этим данным, выполнены измерения придонного давления, течений, температуры и солености. Антициклонические вихри, расположенные у границы шельфа формируют антициклоническую циркуляцию в Уссурийском заливе и могут быстро менять структуру его вод. Спутниковые и прямые наблюдения показали, что антициклонический вихрь формирует подъем вод на границе шельфа. В результате происходит быстрое обновление придонного слоя Уссурийского залива. Такая вентиляция вод приводит к быстрому понижению температуры (около 15°C), росту солености и плотности.

**Ключевые слова:** антициклонические вихри, вентиляция придонных вод, Уссурийский залив

DOI: 10.7868/S0205961413020103

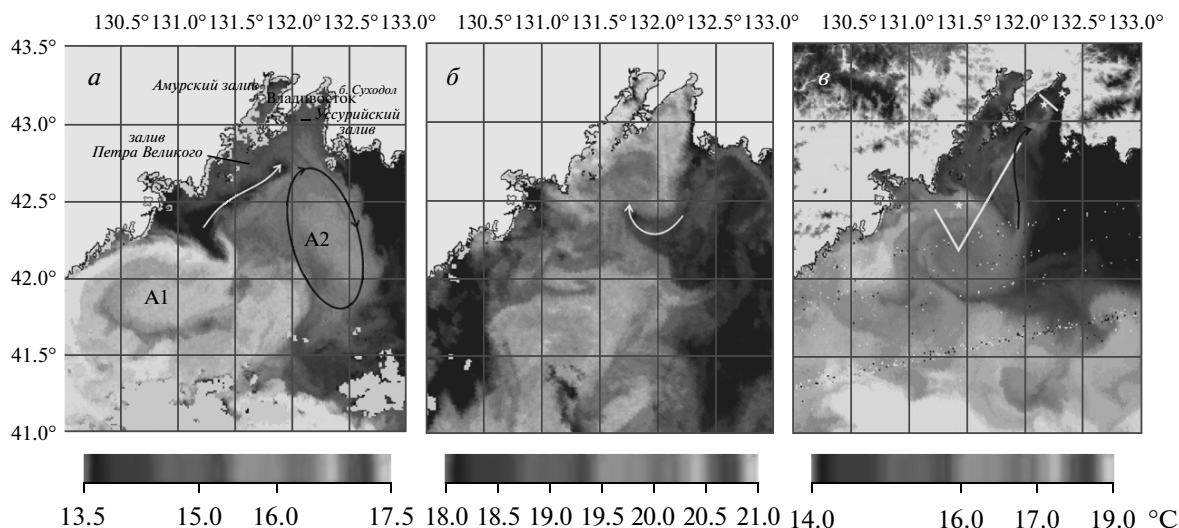
## ВВЕДЕНИЕ

Уссурийский залив и его бухты являются важным местом культивирования трепанга и моллюсков (Гаврилова и др., 2008, 2010). В северной части Уссурийского залива сохранилась также небольшая популяция анадара (Афейчук и др., 2004; Олифиренко и др., 2007; Седова и др., 2009). Вместе с тем динамика вод на шельфе залива Петра Великого исследована недостаточно. В настоящее время нет долговременных прямых измерений течений, не определены характеристики циркуляции вод в самом заливе и, особенно, в его бухтах. Результаты расчетов циркуляции вод в бухте Суходол и Уссурийском заливе противоречат инструментальным наблюдениям (Афейчук и др., 2004; Будаева и др., 2006, 2010; Рогачев, 2010). Важная мотивация исследования динамики вод связана с необходимостью понять механизм вентиляции нижнего слоя вод, меняющий концентрацию растворенного кислорода. Кроме того, в Приморском крае и в Амурском заливе сохранились нерестовые реки. Известно, что основным фактором, который определяет распределение

лососей в море, является температура (Welch et al., 1995, 1998). Например, для кеты максимальная температура обитания в море составляет около 10°C. Высокая температура во всей водной толще (больше 10°C), по крайней мере, существенно сдвигает сроки возврата лососей к местам нереста. Поэтому важно понять, как быстро меняется температура и в чем причина таких изменений.

Спутниковые наблюдения в других районах показывают, что поток вод на шельф прямо связан с присутствием вихрей на континентальном склоне (Okkonen, 1996). Известно, что антициклонические вихри существенно меняют циркуляцию и термохалинную структуру вод (Okkonen, 1996; Рогачев, Шлык, 2009; Rogachev et al., 2007). Кроме того, процесс формирования вихрей в заливе отражает изменение ветрового воздействия (Рогачев, Шлык, 2011).

Для определения доминирующих физических процессов, влияющих на динамику вод в заливе, в настоящей работе использованы спутниковые данные вместе с прямыми наблюдениями за термохалинной структурой вод, уровнем моря и те-



**Рис. 1.** Район исследований, и положение антициклонических вихрей в разные годы: *a* – данные от 14.09.2007 г. (черными стрелками показана схема циркуляции вод); *б* – поле поверхностной температуры по данным NOAA-18 от 08.09.2008 г.; *в* – поле поверхностной температуры по данным NOAA-17 от 22.09.2009 г.

чениями. Приводятся временные ряды температуры, солёности, и скорости течения, для того чтобы определить механизм обновления придонных вод в нижнем слое Уссурийского залива. Именно высокая температура нижнего слоя может привести к значительному уменьшению концентрации растворенного кислорода. Однако механизм, ответственный за обновление вод залива до сих пор не установлен. Возможным механизмом может служить подъем вод вверх по склону шельфа, созданный динамикой вихрей. Поэтому в настоящей работе рассматриваются характеристики антициклонических вихрей, для того чтобы определить их роль в динамике вод залива.

## ДАнные И МЕТОД

Спутниковые наблюдения включают данные спутников серии NOAA, Aqua и Terra, предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга ДВО РАН. Для того чтобы понять динамику вод, в дополнение к этим данным выполнены измерения течений, температуры, придонного давления и солёности. Для измерения придонного давления использовался измеритель уровня моря WLR Aandegaa. Для регистрации течений использовались электромагнитные измерители течений S4 Interosean на заякоренных буйах. Зондирования выполнялись СТД-зондом SBE-19. Наблюдения были выполнены в 2007–2011 гг. Постановка буйа с измерителями течений позволила определить характеристики течений Уссурийского залива. Район работ, положение выставленных буйа с измерителями течений и части станций показаны на рис. 1. Глубина постановки буйа в бухте Суходол

в 2010–2011 гг. составляла 13 м, а измерителей течений и давления в центральной части Уссурийского залива – 43 м. Инструмент S4ADW в бухте располагался на глубине 7 м, и поэтому его данные отражают течение в промежуточном слое. Буй в проливе Аскольд был выставлен на глубине 30 м, а инструмент S4 Interosean располагался на горизонте 7 м. Данные о скорости ветра, атмосферном давлении, и температуре воздуха получены на сайте [www.rp5.ru](http://www.rp5.ru).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Спутниковые наблюдения

Антициклонические вихри диаметром около 100 км регулярно присутствуют у континентального склона. Их положение в разные годы показано на рис. 1, 2.

На рис. 1 показан антициклонический вихрь с центром  $42^{\circ}20'$  с.ш.,  $131^{\circ}30'$  в.д., который формирует струю теплой воды, проникающую в Уссурийский залив. В юго-восточной части Уссурийского залива хорошо видна область пониженной температуры. Холодное вторжение в область вихря видно на  $42^{\circ}30'$  с.ш.,  $131^{\circ}45'$  в.д. Положение буйа показано звездами. Широкими линиями показаны разрезы со станциями, часть из которых приведена на рис. 4.

Вихрь A1 диаметром около 100 км с центром на  $41^{\circ}45'$  с.ш.,  $131^{\circ}45'$  в.д. в 2007 г. был расположен в западной части залива Петра Великого. К востоку от него находился вихрь A2, который имел меньший размер и эллиптическую форму. Данные 2007 г. приведены в связи с тем, что положение вихрей A1 и A2 в этот год было приблизительно таким же, как в 2008 г. Динамика вихрей в сентяб-

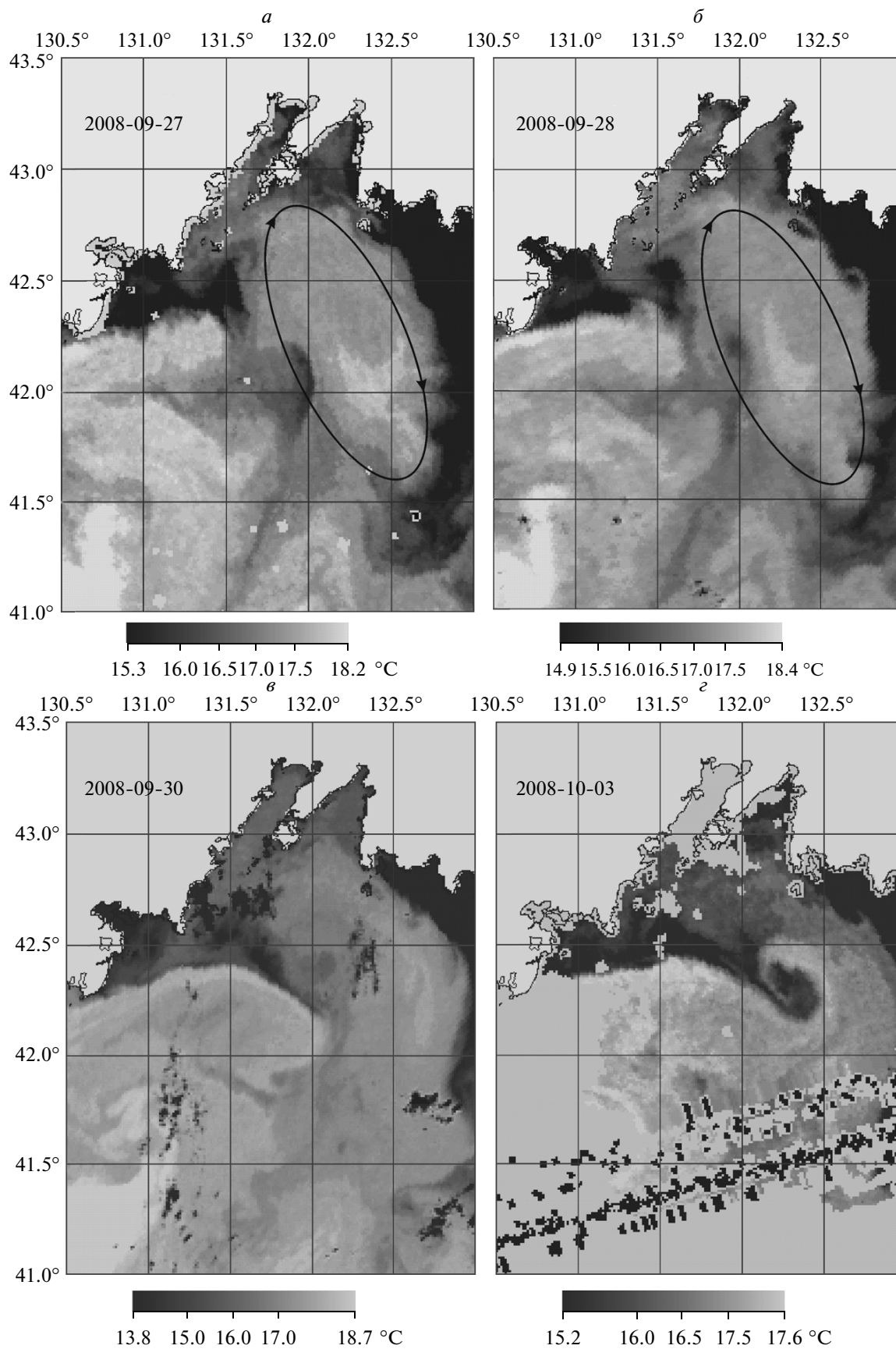
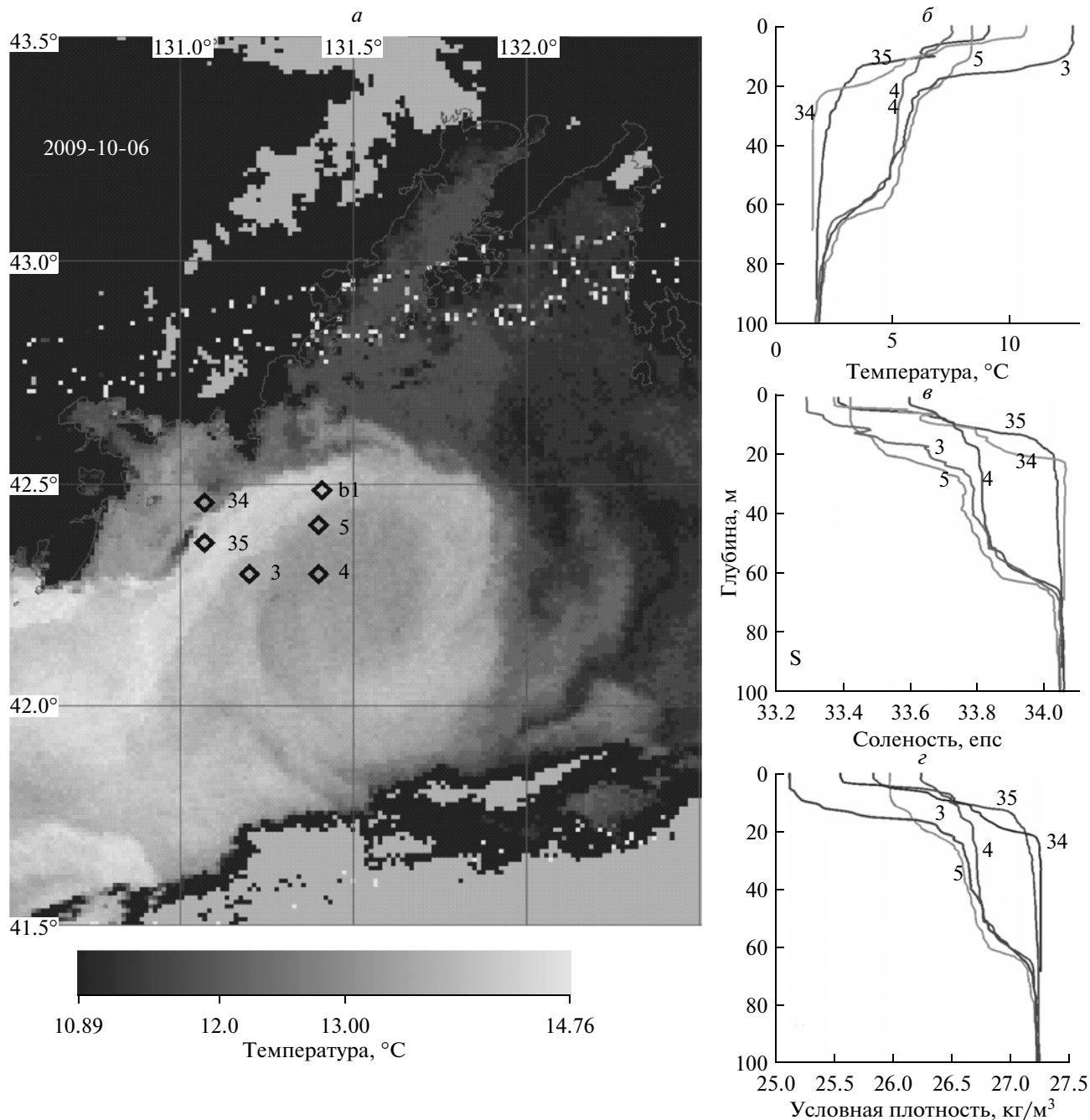


Рис. 2. Динамика антициклонических вихрей А1 и А2 в 2008 г.: а – 27.09.2008 г.; б – 28.09.2008 г.; в – 30.09.2008 г.; г – 03.10.2008 г.



**Рис. 3.** Вертикальная структура температуры, солёности и плотности в антициклоническом вихре A1 в 2009 г.: *a* – антициклонический вихрь в поле поверхностной температуры 06.10.2009 г. по данным NOAA и положение станций в области вихря 04.11.2009 г.; и вертикальные профили: *б* – температуры; *в* – солёности; *г* – плотности.

ре–октябре 2008 г. показана на рис. 2. Струя теплых вод шириной около 20 км смещалась на восток вдоль  $42^{\circ}15'$  с.ш. (рис. 2*a, б*), восточная граница вихря A2 также двигалась на восток вдоль  $42^{\circ}30'$  с.ш. Однако к северу от этой теплой струи хорошо выражена струя холодных вод, направленная от  $42^{\circ}30'$  с.ш.,  $131^{\circ}30'$  в.д. к Уссурийскому заливу (рис. 2*a*). Особенно хорошо она выражена на рис. 1*a*. Между вихрями A1 и A2 был сформиро-

ван переходный циклонический вихрь диаметром 25 км с центром  $42^{\circ}15'$  с.ш.,  $132^{\circ}15'$  в.д. (рис. 2*в, г*). Температура воды на поверхности вихря A2 в конце сентября составляла около  $18^{\circ}\text{C}$ , в то время как в холодной области к востоку от пролива Аскольд температура была на  $13^{\circ}\text{C}$  ниже. Температура воды в теплой струе вихря A1 была более  $18^{\circ}\text{C}$ . Северная часть вихря A2 (рис. 2) захватывала Уссурийский залив. По северной границе вихрей A1 и

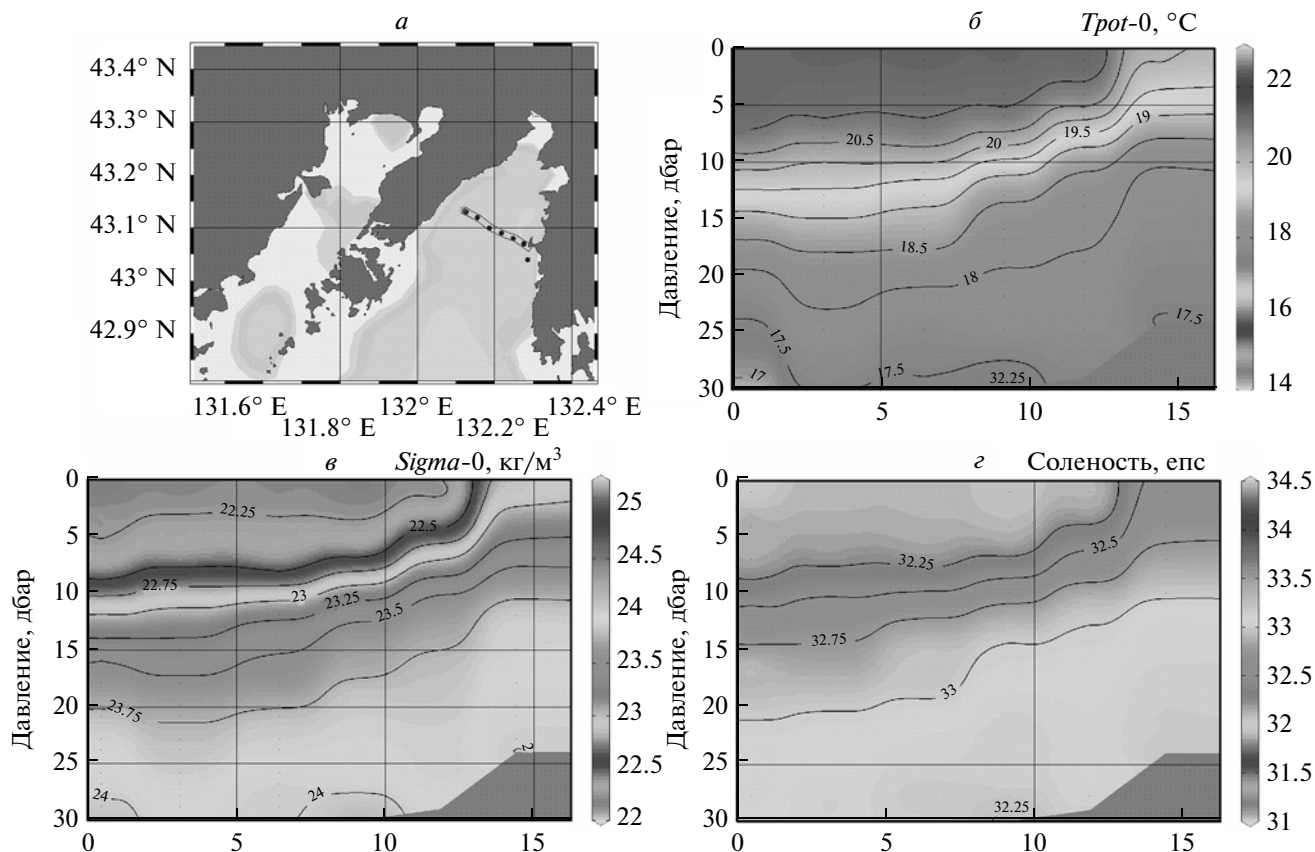


Рис. 4. Поперечные разрезы потенциальной температуры, солёности и плотности в Уссурийском заливе 12.09.2008 г.

А2 в Уссурийский залив распространялись струи холодной воды (рис. 1а, 2а). В сентябре 2008 г. холодная струя распространялась по границе антициклонического вихря и проникала далеко в Уссурийский залив (рис. 1б). Положение вихря А1 в 2009 г. и вертикальные профили его характеристик показаны на рис. 3.

#### Прямые океанографические наблюдения

Приливные течения в Уссурийском заливе не являются определяющими процессами, поскольку достаточно слабы. Прилив является неправильным полусуточным. Диапазон колебаний уровня моря в глубокой части Уссурийского залива достигает 45 см и превышает диапазон изменений уровня моря в бухте Суходол. Отношение амплитуд суточных ( $K1$  и  $O1$ ) и полусуточных ( $M2$  и  $S2$ ) гармоник составляет 1.05 в Уссурийском заливе и 1.2 в бухте Суходол. Выраженный двухнедельный цикл изменений уровня моря связан с модуляцией двух суточных гармоник. Этот двухнедельный цикл подавляется льдом в бухте Суходол зимой, но остается хорошо выраженным в северной части Уссурийского залива, не покрытого льдом.

Благодаря сезонному ходу температуры и речному стоку, в теплый период года в заливе уста-

навливается устойчивая стратификация. Однако степень стратификации сильно меняется в разные годы и существенно зависит от сезона. Особенностью 2008 г. были необычно высокие значения температуры и низкие значения солёности воды в Уссурийском заливе. В период с июля по начало сентября 2008 г. температура нижнего слоя Уссурийского залива заметно превышала значения в последующие годы (рис. 4), а солёность была значительно понижена. Так, температура верхнего слоя в начале сентября достигала  $21^{\circ}\text{C}$ , а солёность нижнего слоя была около 33.2 eps. Особенно выразительным стали рост температуры и понижение солёности в придонном слое (рис. 4б). Температура в начале сентября 2008 г. в придонном слое превышала  $17^{\circ}\text{C}$ , а солёность составляла около 33 eps, что является очень низким значением (рис. 4з). При этом солёность была низкой от поверхности до дна. Из-за низкой солёности и высокой температуры в этот период наблюдались низкие значения условной плотности. Значения условной плотности в придонном слое составили около  $24 \text{ кг/м}^3$ , и  $22\text{--}23 \text{ кг/м}^3$  в верхнем слое (рис. 4в). Низкие значения солёности и плотности, вместе с высокими значениями температуры, были близки к соответствующим значениям верхнего слоя в области антициклониче-

ских вихрей, расположенных у континентального склона залива Петра Великого (рис. 1, 3). Самый верхний слой антициклонического вихря содержит теплую воду низкой солености и плотности, ниже которого расположено собственно ядро вихря (рис. 3). При этом, значения температуры верхнего 10-м слоя намного (на  $7^{\circ}\text{C}$ ) превышают соответствующие значения в ядре вихря, и на  $10^{\circ}\text{C}$  превышают температуру нижнего слоя. А соленость верхнего слоя, наоборот, намного ниже (на 0.5 епс), чем в ядре самого вихря. Благодаря низким значениям солености и высокой температуре в заливе наблюдалась пониженная стратификация и потенциальная завихренность. Известно, что низкая потенциальная завихренность характерна для антициклонических вихрей (Okkonen, 1996; Rogachev, 2000). Наблюдения, сделанные в последующие годы (2009–2011 гг.) показали понижение температуры на шельфе и значительный рост солености и плотности.

Понижение температуры в сентябре 2008 г. произошло очень быстро за период с 16 по 22 сентября (рис. 5–6). Поперечный разрез, выполненный 29 сентября 2008 г., указал на значительные изменения термохалинной структуры вод, произошедшие в конце сентября (рис. 5). Температура придонного слоя упала на  $\sim 15^{\circ}\text{C}$ , соленость выросла на 1 епс, а плотность в придонном слое выросла до  $27 \text{ кг/м}^3$ . Быстрое падение температуры и рост солености привели к повышению условной плотности на  $3 \text{ кг/м}^3$  за четыре дня. Быстрое понижение температуры, рост солености и плотности стало наиболее выразительным событием в середине сентября 2008 г. В результате изменения гидрологической структуры вод произошла смена знака наклона пикноклина. А именно, изопикна  $25 \text{ кг/м}^3$  поднялась до 9 м на западном берегу и погрузилась на 15 м на восточном берегу Уссурийского залива. Падение температуры в нижнем слое составило  $15\text{--}16^{\circ}\text{C}$  и означало полное обновление воды нижнего слоя. Быстрая вентиляция нижнего слоя должна привести к существенному изменению концентрации растворенного кислорода. В чем причина такой изменчивости? Какой процесс отвечает за быстрое (за время около трех дней) понижение температуры, и тем самым за вентиляцию нижнего слоя залива? Присутствие антициклонического вихря А2 позволяет заключить, что наиболее вероятным механизмом обновления вод является адвекция холодных вод из глубокой части шельфа по западной границе антициклонических вихрей (рис. 1а, б). Наблюдения за течениями в самом Уссурийском заливе и в проливе Аскольд (на восточной границе вихря А2) показали сильный устойчивый поток со скоростью около  $50 \text{ см/с}$  (рис. 7). Средняя скорость на северо-восточной границе вихря А2 в начале октября составила  $25 \text{ см/с}$ . Такая скорость обеспечивает смещение объема воды на  $50 \text{ км}$  за три

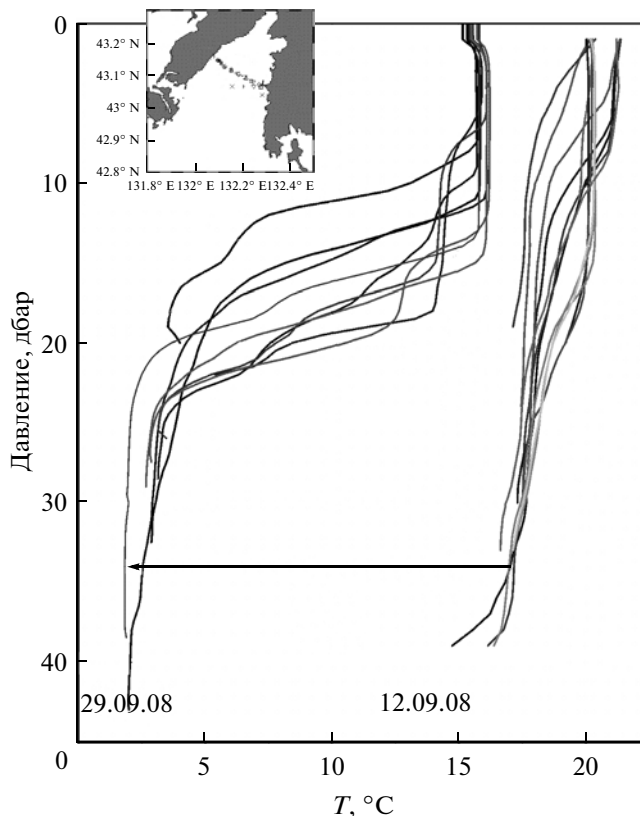


Рис. 5. Вертикальные профили температуры в Уссурийском заливе в сентябре 2008 г.

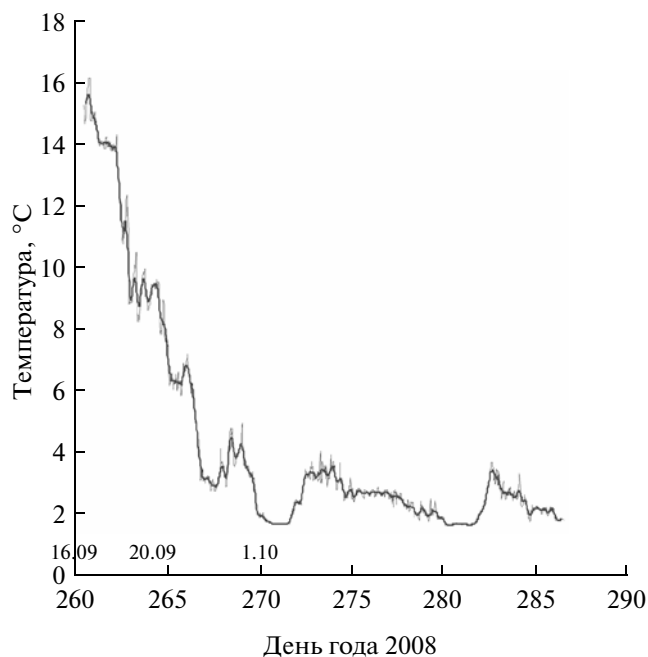


Рис. 6. Изменение температуры в центральной части Уссурийского залива в сентябре 2008 г. по данным буя (положение буя показано на рис. 1в).

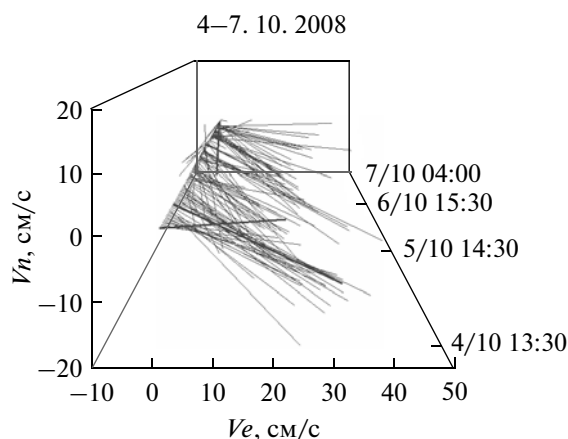


Рис. 7. Скорость течения на северо-восточной границе антициклонического вихря А2 04.10–07.10.2008 г. (положение буя показано на рис. 1а).

дня, что является достаточным для подъема вод от границы шельфа.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения за динамикой антициклонических вихрей позволили установить необычно высокие значения температуры в Уссурийском заливе в 2008 г. Заметный рост температуры вод Уссурийского залива нижнего слоя в 2008 г. составил около  $15^{\circ}\text{C}$ , а понижение солёности — около 0.5 епс. Наблюдения в последующие годы (2009–2011 гг.) выявили понижение температуры и значительный рост солёности в придонном слое. Высокая температура и низкая солёность придонных вод в 2008 г. связаны с динамикой антициклонических вихрей. В середине сентября 2008 г. в Уссурийском заливе произошло быстрое понижение температуры и рост солёности. Для определения механизма таких быстрых изменений, существенно влияющих на свойства вод в заливе, в настоящей работе использованы спутниковые и прямые наблюдения за термохалинной структурой вод и течениями. Спутниковые наблюдения указывают на регулярное присутствие антициклонических вихрей диаметром около 100 км на континентальном склоне залива Петра Великого. Ядро таких вихрей (20–100 дбар) содержит теплую воду ( $\sim 14\text{--}18^{\circ}\text{C}$ ) низкой солёности и плотности. Динамика вод в заливе в значительной степени находится под воздействием антициклонических вихрей, формирующих струи на своей границе. Спутниковые данные указывают на распространение струй по границе вихря и затем непосредственно в Уссурийский залив. Значения температуры и солёности, определенные в июле, августе и сентябре в Уссурийском заливе, соответствуют верхнему слою антициклонического вихря, располагавшемуся на границе шельфа. Присутствие

вихрей А1 и А2 позволяет заключить, что наиболее вероятным механизмом обновления воды в заливе является адвекция холодных вод из глубокой части шельфа по западной границе антициклонических вихрей. Наблюдения за течениями в заливе Петра Великого, в самом Уссурийском заливе и проливе Аскольд позволяют подтвердить этот механизм. Например, наблюдения в проливе Аскольд (на восточной границе вихря А2) показали сильный устойчивый поток со скоростью около 50 см/с, со средней скоростью 25 см/с. Величина скорости соответствует смещению массы воды на 50 км в течение трех дней, что является достаточным для подъема вод от границы шельфа. Остается неясным механизм формирования этого потока, что может быть предметом следующих исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-ДВО 11-05-98508-р\_восток\_a.

Автор признателен А.А. Воронину и П.А. Салюку за помощь в море и П.Е. Щербинину за полезные советы при обработке данных.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афейчук Л.С., Зуенко Ю.И., Рачков В.И., Раков В.А. Экологические условия воспроизводства и распределения анадары Броутона (*Anadara broughtonii*) в бухте Суходол (Уссурийский залив, Японское море) // Бюл. Дальневост. малакологич. о-ва. 2004. Вып. 8. С. 43–60.
- Будаева В.Д., Зуенко Ю.И., Макаров В.Г. Структура и циркуляция вод в бухте Суходол (Уссурийский залив Японского моря) // Изв. ТИНРО. 2006. Т. 146. С. 226–234.
- Будаева В.Д., Зуенко Ю.И., Макаров В.Г. Структура и динамика вод залива Петра Великого в условиях сильного летнего распреснения (2008–2009 гг.) // Тр. ДВНИГМИ. 2010. Юбилейный вып. С. 158–172.
- Гаврилова Г.С., Кучерявенко А.В. Товарное выращивание дальневосточного трепанга *Apostichopus japonicus* в заливе Петра Великого: методические особенности, результаты работы хозяйства марикультуры в бухте Суходол // Изв. ТИНРО. 2010. Т. 162. С. 342–354.
- Гаврилова Г.С., Кучерявенко А.В., Косых М.М. Восстановление скоплений дальневосточного трепанга методами марикультуры на примере бухты Суходол (залив Петра Великого, Японское море) // Современное состояние водных биоресурсов: Мат. науч. конф., посвященной 70-летию С.М. Коновалова. Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. С. 717–720.
- Олифиренко А.Б. Условия формирования поселений двустворчатого моллюска *Anadara broughtoni* в зал. Петра Великого (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 149. С. 122–137.
- Седова Л.Г., Калинина М.В., Соколенко Д.А. Влияние запрета промысла на состояние поселения анадары в Уссурийском заливе (залив Петра Великого, Японское море) // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 101–108.
- Рогачев К.А., Шлык Н.В. Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойясио // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 814–819.

*Rogachev K.A., Shlyk N.V.* Антициклоническая циркуляция вод Амура в Сахалинском заливе по спутниковым и морским наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 73–79.

*Okkonen S.* The influence of an Alaskan Stream eddy on flow through Amchitka Pass // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № C4. P. 8839–8851.

*Rogachev K.A.* Rapid thermohaline transition in the Pacific western subarctic and Oyashio fresh core eddies // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C4. P. 8513–8526.

*Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C.* The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and

westward transport of warm water // Deep-Sea Res. P. II: Topical Studies in Oceanogr. 2007. V. 54. № 23–26. P. 2643–2656.

*Welch D.W., Chigirinsky A.I., Ishida Y.* Upper thermal limits on the oceanic distribution of Pacific salmon (*Oncorhynchus spp.*) in the spring // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1995. V. 52. P. 489–503.

*Welch D.W., Ishida Y., Nagasawa K.* Thermal limits and ocean migrations of sockeye salmon (*Oncorhynchus nerka*): Long-term consequences of global warming // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1998. V. 55. P. 937–948.

## Dynamics of Anticyclonic Eddies and Rapid Ventilation of Bottom Waters in the Ussury Bay, Sea of Japan

**K. A. Rogachev**

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

Water circulation of the Ussury Bay was studied using satellite images, direct current measurements and conductivity-temperature-depth surveys. This study combines satellite data with in situ observations to examine the cause of strong variability in this coastal ecosystem. Mesoscale eddies and associated submesoscale streamers are important features of the region. We show that significant warming observed in 2008 likely due to penetration of warm low salinity submesoscale streamers from the slope region. These events establish the advection of warm water from the slope region and determine the thermal properties of the near bottom layer. Near bottom temperatures observed in 2008 were at least 15 degrees C higher than in consecutive years. Therefore, the rapid water exchange with the slope region determines water properties. The increased temperature in combination with increased organic matter to the seafloor may cause oxygen deficits in the basin.

**Keywords:** anticyclonic eddies, ventilation of bottom waters, Ussury bay

---

---

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ  
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

---

---

**ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЙ ПОВЕРХНОСТИ ОХОТСКОГО  
МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ**

© 2013 г. **Ж. Р. Цхай\***, **Г. В. Шевченко**

*Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск*

\*E-mail: *tshay@yandex.ru*

Поступила в редакцию 17.05.2012 г.

На основе многолетних данных, полученных со спутников серии NOAA приемной станцией TeraScan, по четверть-градусным квадратам были рассчитаны среднемесячные аномалии температуры поверхности воды в Охотском море и проанализированы их статистические характеристики. В ходе исследований производилась оценка площади акваторий, в которых отмечались значимые отклонения от средних многолетних значений, и выделены зоны, в которых аномалии значительно превышали величину стандартного отклонения. С применением методов разложения по естественным ортогональным функциям и спектрального анализа изучена пространственно-временная изменчивость данных аномалий.

**Ключевые слова:** спутниковые данные, термический режим, аномалии температуры поверхности океана, Охотское море

**DOI:** 10.7868/S0205961413020139

### ВВЕДЕНИЕ

Вариации температуры поверхности океанов и морей отражают сложные процессы взаимодействия между атмосферой и океаном, прогрева, охлаждения и циркуляции вод в исследуемых бассейнах, поэтому их изучение представляет значительный интерес. Спутниковая океанология ориентирована, в том числе, и на решение этих проблем. Охотское море изучено в этом плане в меньшей степени, главным образом из-за значительного влияния облачности. Тем не менее сравнительный анализ спутниковых и судовых данных по температуре поверхности воды показал очень высокую степень сопоставимости (Пузанков, Шевченко, 2001; Цхай, Шевченко, 2007).

Установка спутниковой приемной станции TeraScan в Сахалинском научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии (СахНИРО) дала возможность проводить постоянный мониторинг изменчивости термического режима и выделять его особенности в различных районах Охотского моря (Пузанков, Шевченко, 2001; Цхай, Шевченко, 2005; Новиненко, Шевченко, 2007), а также прогнозировать условия прогрева на ближайшие годы (Шершнева, Шевченко, 2005).

Для Дальневосточного региона задача изучения пространственно-временной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) имеет выраженный прикладной характер, поскольку

термический режим является ключевым фактором, определяющим параметры роста большинства морских организмов (Константинов, 1979). Формирование базы данных о температуре поверхности воды в указанном районе за уже достаточно продолжительный период времени позволило рассчитать средние многолетние значения для каждого месяца отдельно и получить величину аномалии ТПО, – пожалуй, наиболее востребованного гидробиологами и промысловиками параметра. Это связано с тем, что резкие отклонения значений температуры воды от характерных для данного периода времени могут оказывать существенное влияние на численность и биомассу гидробионтов практически на любом трофическом уровне. Организмы низших трофических уровней (фито- и зоопланктон), служащие пищей для промысловых объектов, весьма чувствительны к изменениям термического режима. Например, повышение температуры океана называют в числе одной из причин возникновения такого опасного для здоровья человека явления, как цветение токсичных видов микроводорослей, – так называемые “красные приливы” (Коновалова, 1999; Могильникова и др., 2007). Жизненный цикл лососевых рыб на ключевых стадиях развития неразрывно связан с оптимальными термическими показателями окружающей водной среды (Гриценко, 2002; Тарасюк, Тарасюк, 2007). Аномально низкая температура воды в устьях рек во

время ската в весенний период может привести к массовой гибели молоди горбуши, и, наоборот, аномально высокая температура в прибрежных водах может стать существенным препятствием для миграции и нереста дальневосточных лососей.

Цель данной работы — изучение наиболее резких отклонений температуры поверхности Охотского моря и прилегающей акватории от средних многолетних значений, выделение периодов и зон, в которых аномалии достигали наибольших значений и имели наибольшую статистическую значимость (в частности, двукратное превышение величины среднеквадратической амплитуды колебаний).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исходных рассматривались данные базы среднесуточной температуры поверхности воды в Охотском море и прилегающей акватории с разрешением  $0.25^\circ$ , полученные приемной станцией TeraScan со спутников NOAA в период с января 1997 г. по декабрь 2010 г. Данные были усреднены помесячно. Таким образом, исходная матрица имела 168 временных слоев, а размерность каждого слоя составила 112 на 72 точки. При расчете аномалий сравнивалось значение ТПО в каждом слое с его средне многолетним показателем за месяц (за 14 лет). Для оценки экстремальных значений по каждому слою были построены гистограммы коэффициента отношения аномалии к величине стандартного отклонения  $\sigma$  в каждой точке пространства. При этом фиксировалась площадь акваторий, в которых указанное отношение превышало заданные пороговые значения. Особое внимание придавалось периодам, когда величина аномалий по абсолютному значению выходила за пределы  $2\sigma$  и  $3\sigma$ , что можно рассматривать как экстраординарные термические условия.

В работе (Новиненко, Шевченко, 2007) достаточно подробно исследовалась пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Охотского моря на основе спутниковых данных, с применением метода разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ) (Багров, 1959). Этот же метод применялся в диссертации Лучина (Лучин, 2008) при анализе межгодовых вариаций аномалий температуры воды на горизонте 50 м. Учитывая, что спутниковые данные имеют постоянную дискретность, авторы решили применить данную методику и для анализа поля аномалий температуры.

#### *Величина среднеквадратичных отклонений ТПО в Охотском море*

В зимний период на большей части Охотского моря и прилегающей акватории величина стандартного отклонения не превышала  $1^\circ\text{C}$ . Более

значимые вариации отмечались в юго-восточной части Татарского пролива и в северо-западной части Тихого океана, где величина стандартного отклонения достигала  $1.5\text{--}2^\circ\text{C}$ , что, скорее всего, связано с динамикой Цусимского и Куроисио течений (рис. 1).

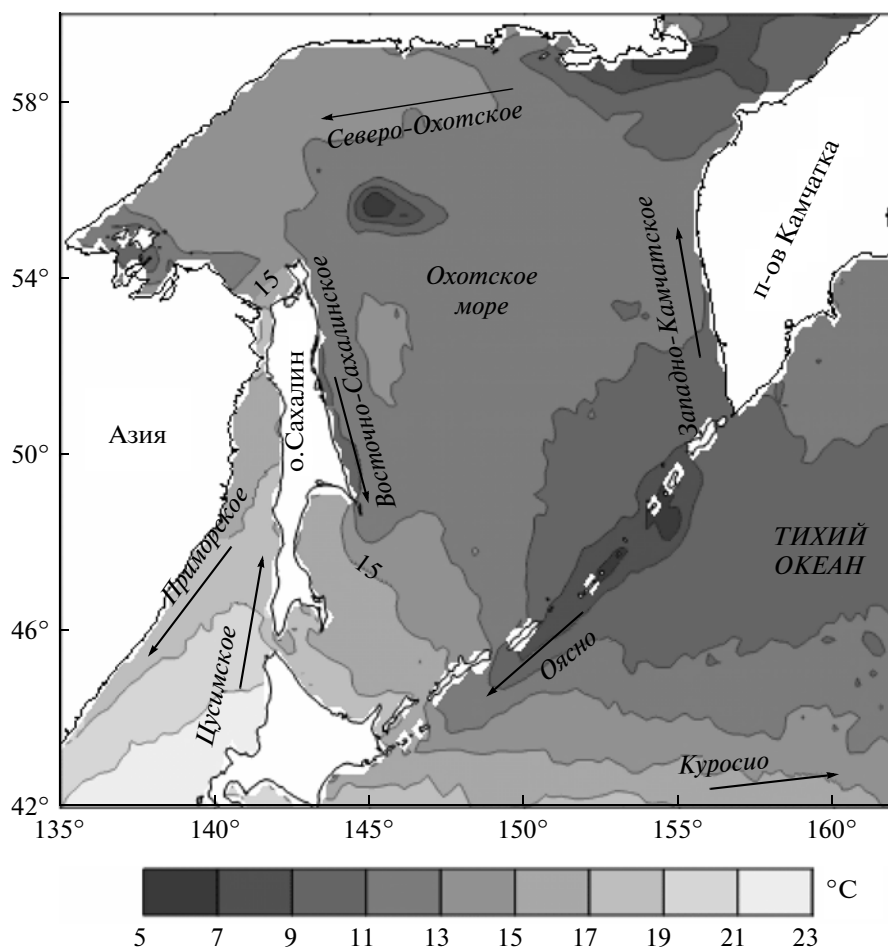
В весенне-летний период вариации величины стандартного отклонения были более существенными. В мае в прибрежных водах значение  $\sigma$  уже достигало  $1.5\text{--}2^\circ\text{C}$ . В июне незначительные колебания параметра от  $0.5$  до  $1^\circ\text{C}$  отмечались только в центральной части Охотского моря и в Татарском проливе. В июле и в августе на большей части Охотского моря вариации величины стандартного отклонения составили  $1\text{--}2^\circ\text{C}$ . Значения  $\sigma$ , превышающие  $2^\circ\text{C}$ , фиксировались в зоне стока р. Амур, у юго-восточного побережья Сахалина и у побережья южных Курил.

Осенью процесс охлаждения поверхностных вод проходил более равномерно, чем прогрев летом. Значение  $\sigma$  на большей части региона находилось в пределах  $0.5\text{--}1.5^\circ\text{C}$ . Более значимые показатели  $\sigma$  отмечались в сентябре у северо-западного побережья Охотского моря, а в октябре — у западного побережья Сахалина.

#### *Анализ экстремальных значений ТПО*

Графики суммарной площади положительных и отрицательных экстремальных отклонений в процентном отношении к общей акватории региона, превышающих  $2\sigma$ , показаны на рис. 2. Следует отметить, что отклонения, выходящие за пределы  $2\sigma$ , за редким исключением имели незначительную площадь. В 17% случаев аномалии занимали более 5% акватории, а в 4% — более 10% площади. Наибольшее число существенных отклонений от нормы отмечались до 2003 г. Периоды, когда положительные аномалии преобладали над отрицательными, встречались чаще — в 96 случаях из 168. Но при этом отрицательные аномалии занимали большую площадь. Существенные положительные аномалии, покрывающие более 5% акватории, фиксировались всего три раза и всегда в весенний период — в апреле 1999 г., мае 2001 и 2002 гг. Если в 1999 г. значимые положительные аномалии наблюдались и в последующие летний и осенний сезоны, то в 2001 и 2002 гг., наоборот, летом и осенью температура поверхности воды была значительно ниже нормы. Кроме того, в октябре 2001 г. и в августе 2002 г. экстремальные отрицательные аномалии охватывали максимальную за весь период наблюдений площадь — более 20% изучаемой акватории.

Рассмотрим характер пространственного распределения аномалий в критические периоды (более 5% площади акватории) подробнее.



**Рис. 1.** Среднее многолетнее распределение температуры поверхности воды в изучаемом районе для периода максимального прогрева (август) по спутниковым данным. Стрелками показаны основные течения.

**1997 г.** С мая по июнь наблюдались значительные аномалии ТПО. Площадь поверхности с аномалиями, превышавшими  $2\sigma$ , составила 5–8% рассматриваемого района. В мае положительные аномалии наблюдались в северной части Охотского моря, отрицательные – у тихоокеанского побережья Южных Курил. В июне существенные аномалии отмечались в северо-западной части Тихого океана. В июле значимые положительные аномалии фиксировались в северо-западной части Охотского моря, а отрицательные – в его восточной части.

**1998 г.** Выделялись два весенних месяца (март и апрель) и два осенних (октябрь и ноябрь). В марте отрицательные аномалии, местами существенные, занимали всю свободную ото льда поверхность Охотского моря и Татарского пролива. В апреле в южной части Охотского моря и на всей акватории Татарского пролива наблюдался крайне медленный прогрев поверхностных вод. Площадь экстремальных аномалий составила практически 10% заданного района. Несмотря на холодную вес-

ну, в июле и августе площадь положительных аномалий величиной более  $\sigma$  превышала 40 и 44% акватории соответственно, из которых всего 3–4% приходилось на экстремальные значения (более  $2\sigma$ ). В октябре обширная зона отрицательных аномалий ТПО была расположена в северной части Охотского моря. В ноябре температура в прибрежных водах Сахалина южнее 52 параллели была значительно выше нормы.

**1999 г.** В апреле в южной части региона (11% всей площади) отмечался интенсивный прогрев поверхностных вод. На 0.5% площади величина положительных аномалий превысила  $3\sigma$ .

**2000 г.** Экстремальные аномалии ТПО отмечались в осенний период времени с сентября по декабрь. Если в сентябре на акватории региона преобладали положительные аномалии ТПО, то в последующие месяцы практически повсеместно фиксировались низкие показатели прогрева. Площадь экстремальных значений в ноябре и декабре составила 16 и 18% соответственно.

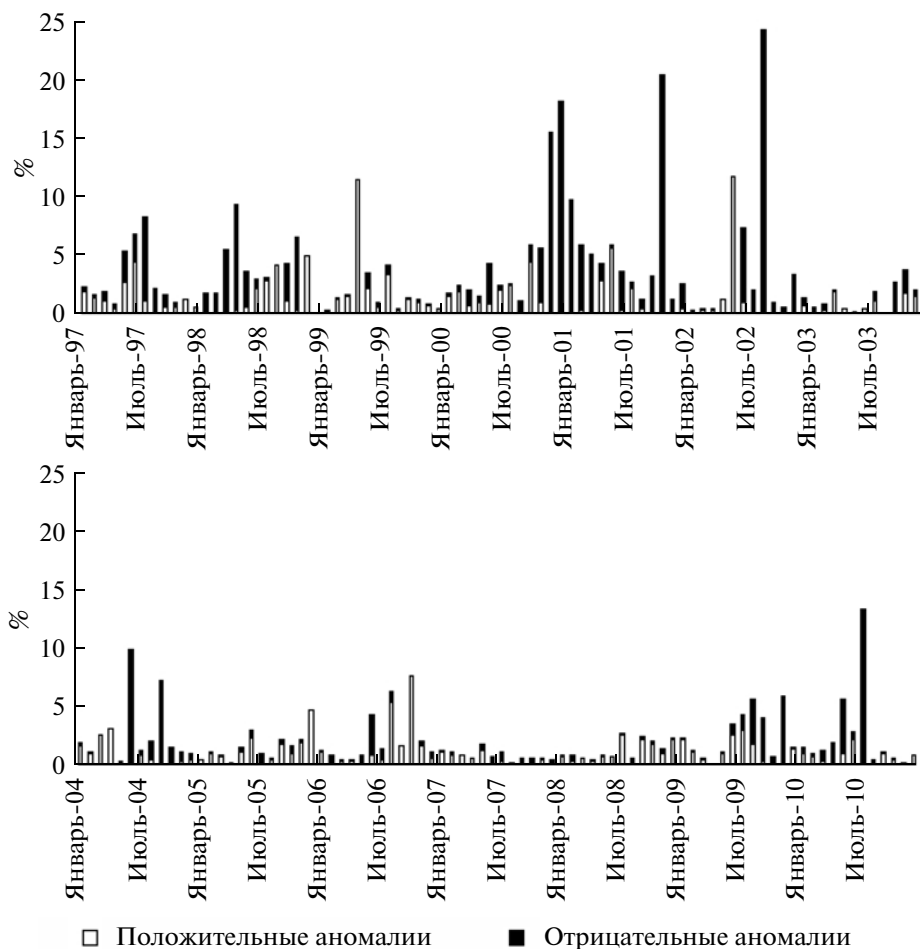


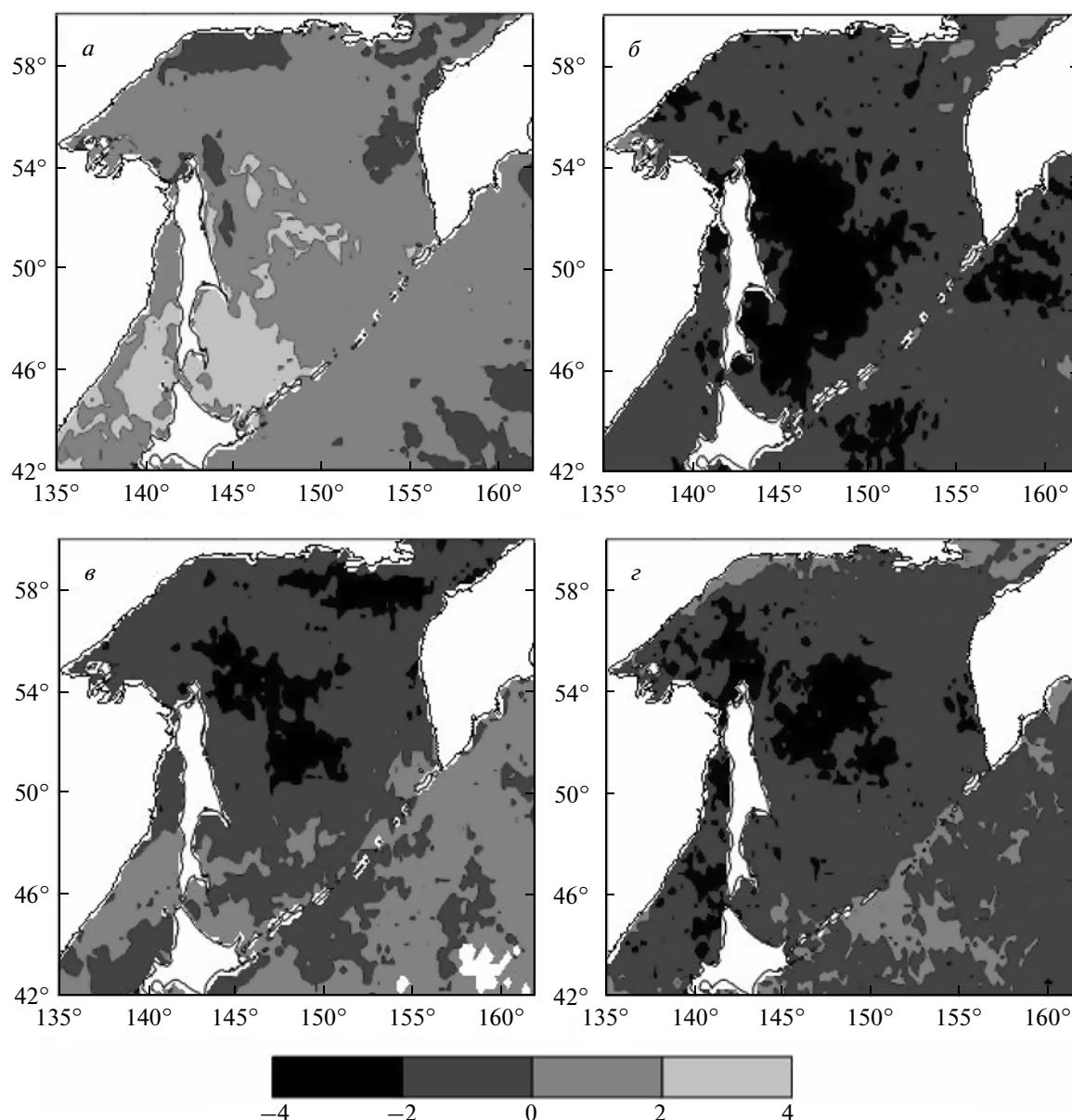
Рис. 2. Процент площади, на которых наблюдались экстремальные аномалии.

**2001 г.** Термический режим, установившийся в регионе в конце 2000 г., преобладал и в начале 2001 г. С января по март в южной части акватории наблюдались отрицательные аномалии ТПО. В последующие весенние месяцы фиксировался интенсивный прогрев поверхностных вод, и на большей части Охотского моря и северо-западной части Тихого океана аномалии ТПО были положительными. В октябре произошло резкое снижение температуры поверхностных вод, на 20% акватории, в частности, у северо-восточного побережья Сахалина, в центральной части Охотского моря, у юго-восточного побережья Камчатки она была существенно ниже нормальных показателей.

**2002 г.** Термические условия в наибольшей степени отличались от нормы. В мае в юго-западной части Охотского моря и в южной части Татарского пролива отмечались значительные положительные аномалии (рис. 3а). Экстремальные значения наблюдались на 12% акватории. В июне распределение аномалий имело широтный характер. В северной части Охотского моря наблюдались положительные аномалии ТПО, а в южной,

наоборот, они были отрицательными. Воды с аномальными значениями ТПО, превышавшими по абсолютному значению  $\sigma$ , занимали около 50% изучаемой акватории. Из них 7% составили существенные (более  $2\sigma$ ) отклонения от нормы. В августе (рис. 3б) практически на всей акватории региона фиксировались значительные отрицательные аномалии (для этого месяца была характерна облачная дождливая погода). На 25% акватории величина аномалий превысила  $2\sigma$ , на 0.6% –  $3\sigma$ . В общей сложности значимые (более  $\sigma$ ) аномалии ТПО фиксировались на 75% площади заданного района. Это абсолютный максимум за период наблюдений с 1997 по 2010 гг.

**2004 г.** В июне (рис. 3в) в северной части Охотского моря наблюдалась зона отрицательных аномалий ТПО, местами существенных (10% всей площади). В августе отрицательные аномалии ТПО преобладали на большей части региона, за исключением прибрежных районов. Экстремальные значения ТПО составили 7% акватории и располагались в основном в центральной части Охотского моря.



**Рис. 3.** Распределение отношения аномалии к величине среднеквадратического отклонения: *a* – май 2002 г.; *б* – август 2002 г.; *в* – июнь 2004 г.; *г* – июль 2010 г.

**2006 г.** Летом и осенью этого года на акватории Охотского моря и Татарского пролива преобладал термический режим “теплых” лет. На большей части региона с июня по ноябрь отмечались положительные аномалии ТПО. Наиболее “критичными” были август и октябрь, когда значимые (более  $\sigma$ ) положительные аномалии наблюдались на 45% акватории, а экстремальные значения занимали около 6 и 8% соответственно.

**2009 г.** В августе в северной части Охотского моря (за исключением залива Шелихова) отмечались положительные аномалии ТПО, местами значительные. В северной части Японского моря,

включая Татарский пролив, аномалии были отрицательными. В ноябре практически на всей акватории изучаемого района поверхностная температура воды была ниже нормы. В целом, площадь величин больше  $2\sigma$  не превышала 6%.

**2010 г.** В мае в Охотском море и прилегающей акватории наблюдались преимущественно положительные аномалии ТПО. В то же время в северной части Татарского пролива отмечались значительные положительные аномалии ТПО. “Критические” значения занимали около 6% площади. В июле на большей части Охотского моря и Татарского пролива фиксировались значимые отрица-

тельные аномалии (рис. 3з). Площадь величин более  $2\sigma$  составила 13% акватории.

Следует также отметить, что масштабные экстремальные аномалии часто не ограничивались кратковременными пределами и получали дальнейшее развитие на более долгосрочный период. Наиболее яркий пример: существенные отрицательные аномалии, занимающие от 5 до 18% площади, наблюдались в течение полугода, а именно, с октября 2000 г. по март 2001 г. Это говорит о том, что возникающие в отдельные годы погодные условия способствовали масштабному выходу термического режима из равновесного состояния, в которое система возвращалась далеко не сразу.

При дальнейшем анализе по каждому временному слою были построены распределения аномалий по грациям температуры на промежутке  $-10 \dots +10^\circ\text{C}$ , с шагом  $1^\circ\text{C}$ . Распределения в целом близки к нормальному, хотя в большинстве случаев не были симметричными. Для количественной оценки их асимметрии по каждой гистограмме вычислялся соответствующий коэффициент. Величина коэффициента редко превышала по абсолютному значению единицу. Ярко выраженная левосторонняя асимметрия, как правило, отмечалась в летний период времени (июль–сентябрь для данного региона являются месяцами с максимальным прогревом поверхностных вод). Правосторонняя асимметрия фиксировалась всегда в зимне-весенний период – с декабря по апрель. Значительная асимметрия в распределении аномалий практически не была связана с величиной площади экстремальных аномалий. Только дважды наблюдался высокий коэффициент асимметрии, и при этом существенные аномалии занимали более 5% площади региона. В большинстве случаев, когда фиксировались значительные площади аномалий, их распределение носило симметричный характер относительно центра с наибольшей частотой аномалии для данного периода (рис. 4).

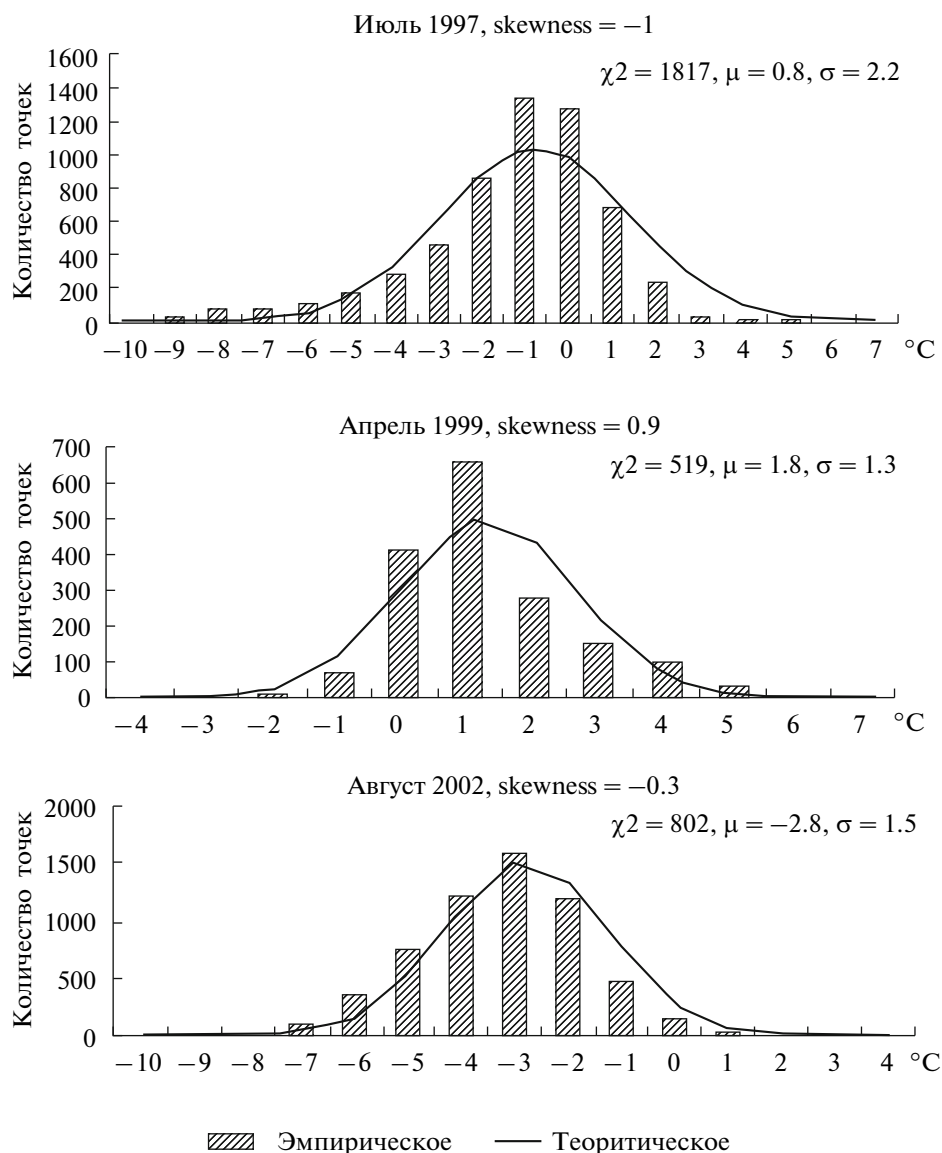
Несмотря на то что полученные гистограммы внешне близки к нормальному распределению, нулевая гипотеза соответствия по критерию согласия Пирсона не подтвердилась (Кендалл, Стьюарт, 1973). Величина статистики  $\chi^2$  значительно (минимум на порядок) превосходила квантиль закона  $\chi^2$ -распределения любого общепринятого уровня значимости и полученных степеней свободы. Кроме асимметричности полученных данных, большую роль в этом сыграли так называемые “тяжелые хвосты”.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ ПО ЕОФ ПОЛЯ АНОМАЛИЙ ТПО

Первые десять мод составили 58% общей дисперсии отклонений ТПО от средних многолетних значений, из них 26% приходилось на первую моду.

Амплитуда первой моды показала общую динамику вариаций аномалий ТПО за 14 лет (рис. 5). Очень сложно говорить о межгодовых закономерностях колебаний из-за короткого ряда наблюдений. Можно лишь отметить некоторые тенденции. Во-первых, величина амплитуды достигала максимальных по модулю величин чаще всего в летние месяцы. Частота периодов с положительными и отрицательными аномалиями была приблизительно одинакова. То же самое можно сказать и о значениях амплитуды каждого знака. Во-вторых, четко видна смена режимов “теплых” и “холодных” лет. Особенно выделялся период с августа 1998 г. по август 2006 г. В августе 1998 г. амплитуда первой моды достигала максимального положительного значения, затем в течение четырех лет наблюдался тренд уменьшения амплитуды до экстремально отрицательного показателя. В следующие четыре года происходило постепенное увеличение амплитуды до максимально положительного значения. Отметим, что с августа 2006 г. снова наблюдалась тенденция перехода к режиму “холодных” лет с локальным минимумом в июле 2010 г.

Рассмотрим пространственное распределение первой моды (рис. 5). Прежде всего, она имеет широтную структуру с ярко выраженными зональными особенностями. Это позволяет высказать предположение, что основным фактором прогрева поверхностных вод является солнечная радиация. Практически во всем изучаемом бассейне значения первой моды положительные. Незначительные по площади акватории с отрицательными значениями наблюдались вблизи северных берегов, прежде всего у Шантарских островов, на участке между населенными пунктами Аян и Охотск, а также в зоне Ямского апвеллинга. Это означает, что формирование аномалий в этих районах носит иной характер, чем на основной части изучаемого бассейна. Своеобразие термического режима в указанных акваториях уже отмечалось в указанной выше работе Новиненко и Шевченко. Незначительными положительными значениями (до  $0.4^\circ\text{C}$ ) характеризовалась северная часть Охотского моря. При этом более устойчивый режим выделялся в северо-западной мелководной части, заливе Шелихова, и в районе ионо-кашеваровского апвеллинга. В южной части Охотского моря вариации первой моды были более существенными. Очевидно, сказывалась более дифференцированная интенсивность прогрева в данном районе. В частности, выделялась прибрежная зона холодных вод на шельфе Курильских островов, где определяющую роль играет апвеллинг и холодное течение Оясио. Такие же особенности распределения наблюдались на северо-восточном шельфе о. Сахалин и в зоне действия холодного Приморского течения у западного побережья Татарского пролива. Максимальные зна-

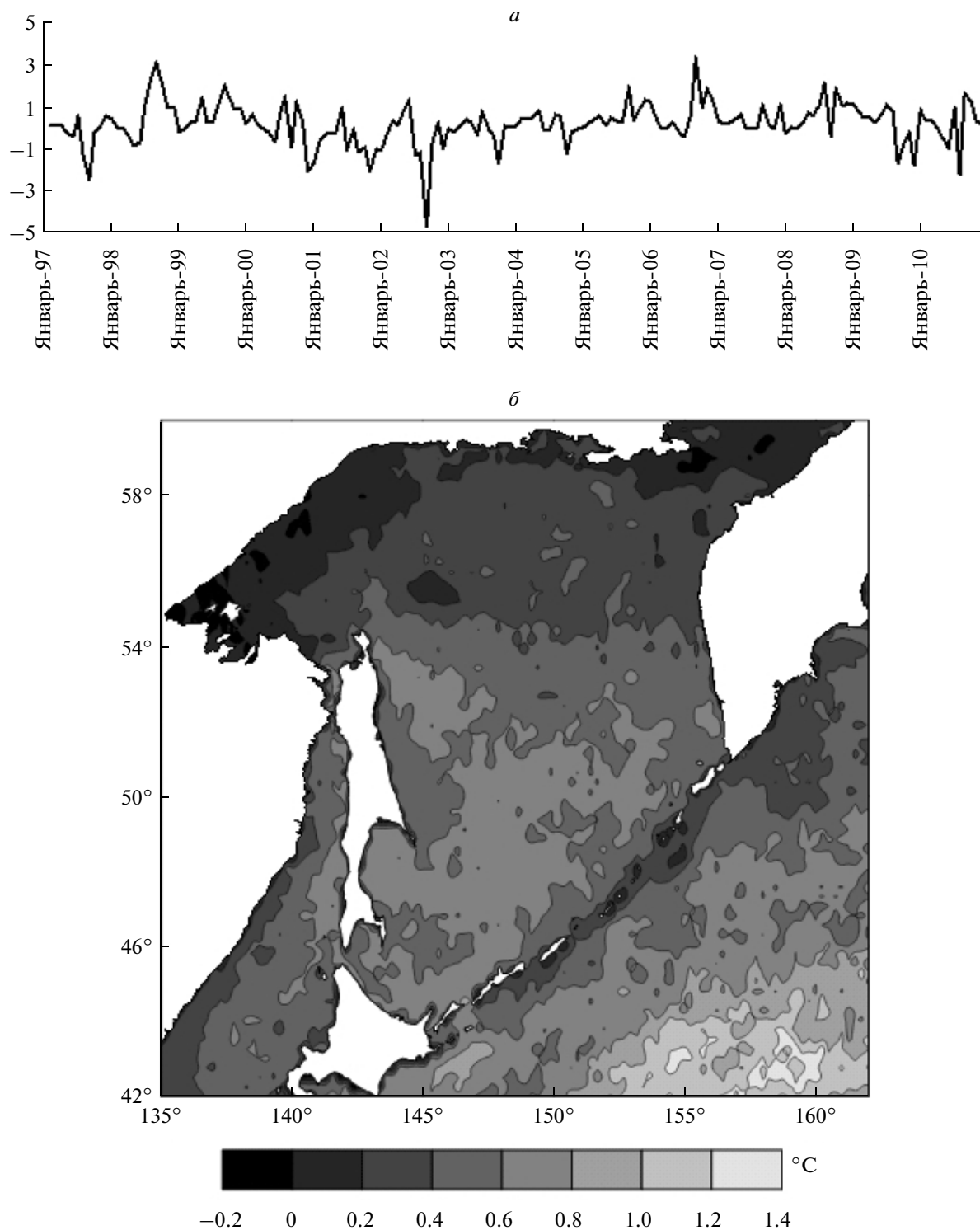


**Рис. 4.** Гистограммы распределения аномалий и соответствующие данному периоду кривая нормального распределения и коэффициент асимметрии.

чения в распределении первой моды отмечались в северо-западной открытой части Тихого океана, где сказывалось значительное влияние крайней северной ветви течения Курисио, и именно от его интенсивности зависел термический режим в данном районе.

Вклад второй моды составил более 9%. В амплитуде второй моды также наблюдается некоторая периодичность (рис. 6). Локальные минимумы одного знака имеют 5–6-летний цикл повторяемости. Можно также отметить, что с сентября 2004 г. по июнь 2009 г. значения амплитуды второй моды были близкими к нулю, соответственно ее вклад в формирование аномалий ТПО в изучаемом бассейне был незначителен. Пространственное распределение второй моды носит четко

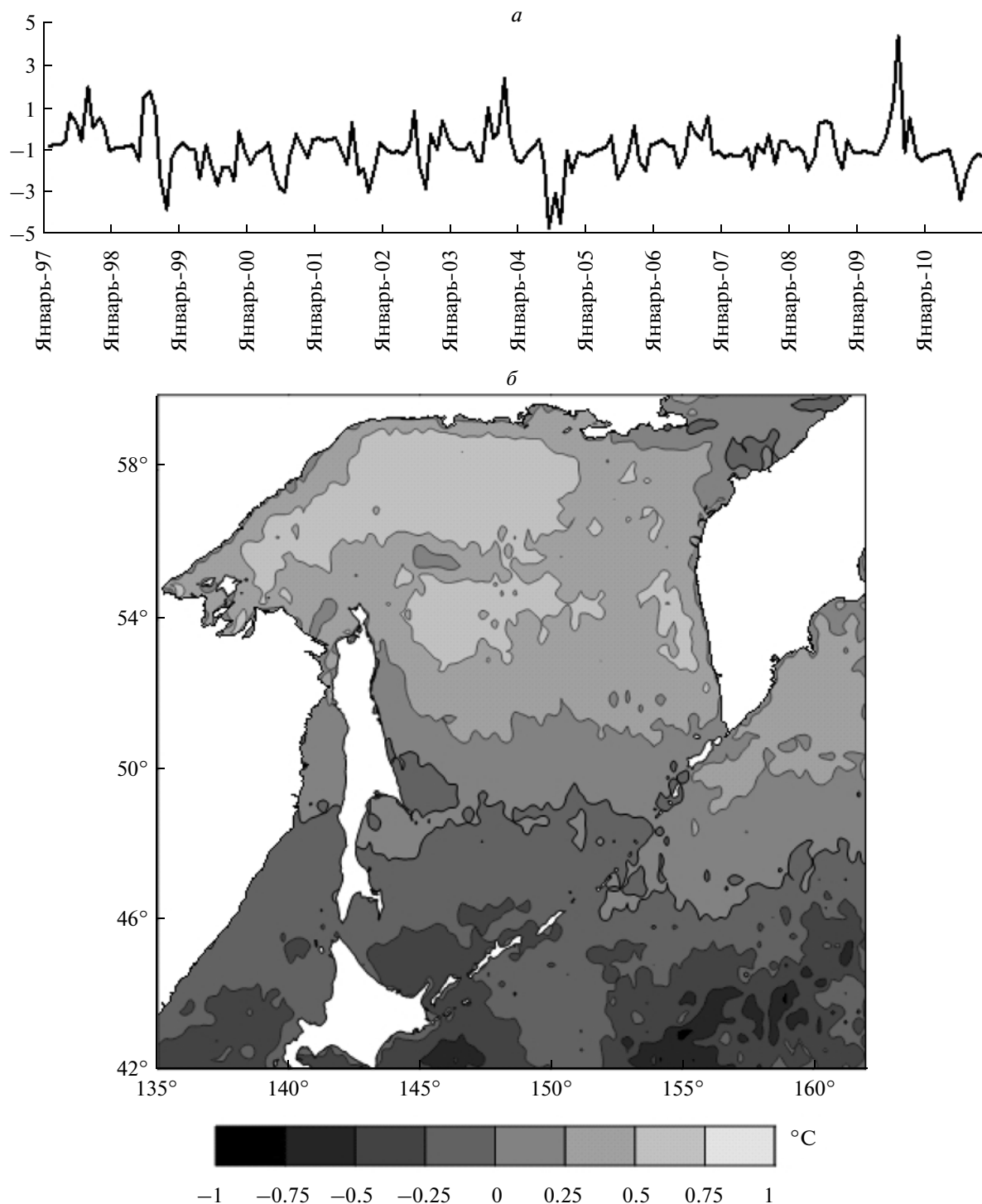
определенный широтный характер, весьма близкий к соответствующей моде ТПО (Новиненко, Шевченко, 2007). Узловая линия (смены знака) проходит по 50-й параллели. Формирование аномалий в северо-западной части Охотского моря находится в противофазе с его юго-западной частью, а также с открытыми водами Тихого океана, — т.е. периодически, как правило, летом, существенные положительные аномалии в северной части Охотского моря фиксируются одновременно с отрицательными аномалиями в зоне влияния течения Курисио и наоборот. В Татарском проливе выделяется зона влияния Цусимского течения, которая находится в противофазе с северной частью пролива, куда поступает воды, связанные со стоком р. Амур.



**Рис. 5.** *a* – Амплитуда, *б* – пространственное распределение ЕОФ месячных аномалий ТПО в Охотском море и прилегающих акваториях (первая мода).

Очень интересна третья мода, доля которой в общей дисперсии отклонений составила около 6%. Локальные минимумы амплитуды (значение более 2 по модулю) достигались всегда в июле–

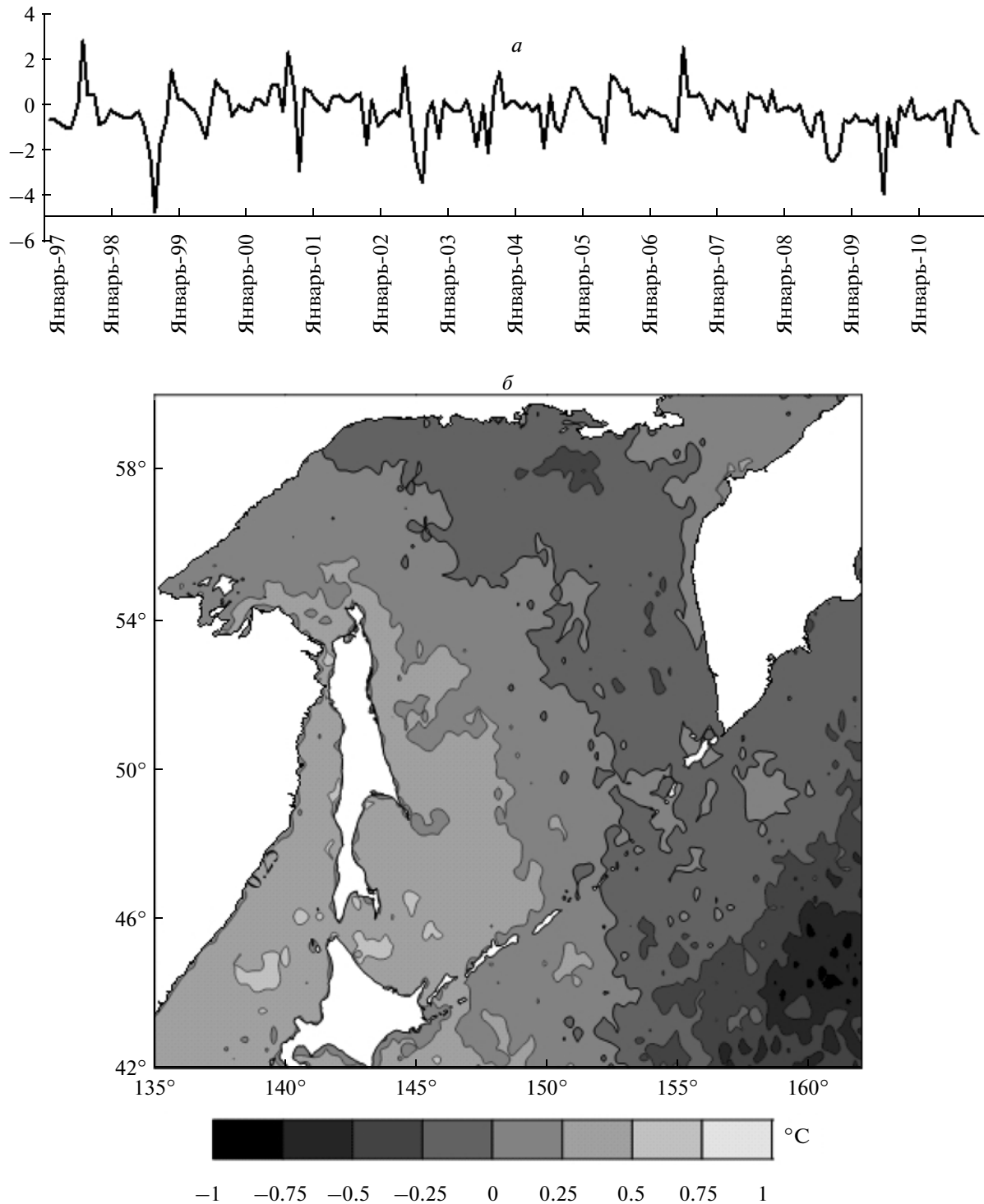
августе и октябре (рис. 7). Пространственное распределение третьей моды имело практически меридиональный характер, как и для соответствующей моды ТПО (Новиненко, Шевченко 2007). По-



**Рис. 6.** *а* – Амплитуда, *б* – пространственное распределение ЕОФ месячных аномалий ТПО в Охотском море и прилегающих акваториях (вторая мода).

ложительные значения отмечались в западной части региона, отрицательные – в восточной. Аналогичная противофазность западной и восточной частей Охотского моря наблюдалась и при анализе аномалий по ЕОФ судовых данных на глубине 50 м (Лучин, 2008). Граница между знаками в южной

части проходила в районе 152-го меридиана, а на севере сдвигалась к западу. Вероятной причиной такого распределения является умеренный муссонный климат, характерный для акватории Дальнего Востока, особенно в его южной части, и, как следствие, преобладание западного пере-



**Рис. 7.** *a* – Амплитуда, *б* – пространственное распределение ЕОФ месячных аномалий ТПО в Охотском море и прилегающих акваториях (третья мода).

носа воздушных масс зимой и юго-восточного ветра летом (Хромов, 2001). Максимальные колебания амплитуды третьей моды наблюдались в периоды выхода наибольшего числа летних тай-

фунов и осенних циклонов, ведущих к резкому изменению термических условий.

По результатам спектрально-временного анализа амплитуд основных мод, можно отметить

несколько интересных моментов. Наиболее устойчивыми и стабильными в первой моде являются колебания с периодом около 120–130 мес., что, возможно, связано с влиянием 11-летнего цикла солнечной активности. До 2003 г. в амплитуде главной моды явно преобладали годовые вариации (с ними были связаны значительные аномалии в летний период), которые в последующие годы не только не доминировали, но временами не проявлялись вовсе. Примерно на этом же интервале времени значимо проявлялась гармоника, соответствующая периоду колебаний примерно в 60 мес., т.е. пятилетнему циклу, связанному, в частности, с вариациями интенсивности ТПО в зоне влияния течения Курошио (Shevchenko et al., 2003). Аналогичная циклическая составляющая наблюдается и при анализе амплитуды второй моды. Также в амплитуде второй моды в той или иной степени выделяются достаточно устойчивые колебания с периодами 2.5–3 года. В спектрах амплитуд обеих мод значительную роль играют неустойчивые короткопериодные вариации (6–14 мес.). В спектре амплитуды третьей моды преобладают годовые и более высокочастотные составляющие, длиннопериодные циклы в ней не проявились.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные по ТПО за 1997–2010 гг. для Охотского моря и прилегающей акватории, полученные спутниковой станцией TeraScan, позволили исследовать статистические характеристики аномалий температуры воды в поверхностном слое.

Показано, что значительные аномалии (превышающие величину  $2\sigma$ ) наблюдаются не часто, при этом они сравнительно мелкомасштабны, и за редким исключением охватывают не более 10% от площади изучаемой акватории. Это согласуется с представлениями о частоте столь значимых аномалий, которые являются весьма редкими событиями. Преобладали положительные отклонения, при этом отрицательные аномалии занимали большую площадь.

Наиболее значимые отклонения от нормы наблюдались в 1998 и 2002 гг., когда аномалии, превышавшие удвоенную величину среднеквадратического отклонения, были отмечены более чем на 10% исследуемой акватории. В первом случае весной и летом наблюдались положительные аномалии, а осенью – отрицательные аномалии. Во втором – положительные отмечены только весной, а в августе наблюдались наиболее значительные как по величине, так и по площади акватории отрицательные аномалии.

Распределения аномалий ТПО по градиентам температуры характеризовались левосторонней

асимметрией в теплый и правосторонней в холодный период года.

В пространственных распределениях разложения поля аномалий ТПО по естественным ортогональным функциям четко прослеживается зональная (для первой и второй мод) и меридиональная (для третьей) структура. Значения первой моды положительны за исключением небольших по площади акваторий на северном шельфе Охотского моря. У второй моды узловая линия проходит приблизительно вдоль  $50^\circ$  с. ш.

Наиболее выражены межгодовые вариации (с периодами 10–11 и 5–6 лет) в амплитуде первой моды, причем квазипятилетний и годовой циклы выделялись до 2003 г., когда были отмечены наиболее значимые аномалии ТПО. В последующий период, в особенности 2004–2009 гг., значения ТПО были близки к средним многолетним значениям.

Полученные оценки экстремальных термических условий могут быть полезны при изучении влияния окружающей среды на формирование скоплений промысловых рыб и других видов морских биологических ресурсов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багров Н.А.* Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 74. С. 3–24.
- Гриценко О.Ф.* Проходные рыбы острова Сахалин (систематика, экология, промысел). М.: ВНИРО, 2002. 248 с.
- Кендалл М., Стьюарт А.* Статистические выводы и связи. М.: Наука, 1973.
- Коновалова Г.В.* “Красные приливы” и “цветение воды” в дальневосточных морях России и прилегающих акваториях Тихого океана // Биология моря. 1999. Т. 25. № 4. С. 263–273.
- Константинов А.С.* Общая гидробиология. М.: Высшая школа, 1979. 480 с.
- Лучин В.А.* Термический режим вод дальневосточных морей (Японского, Охотского, Берингова): Автореф. дисс. д.г.н. Владивосток, 2008. 47 с.
- Новиненко Е.Г., Шевченко Г.В.* Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Охотского моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 5. С. 50–60.
- Могильникова Т.А., Мотылькова Т.А., Коновалова Н.В.* О развитии массовых токсичных видов фитопланктона и содержании фитотоксинов в тканях гребешка *Mizohorecten yessoensis* (Jay) в прибрежных водах о. Сахалин // Тр. СахНИРО. 2007. Т. 9. С. 207–222.
- Пузанков К.Л., Шевченко Г.В.* Сезонные колебания температуры поверхности Охотского моря по спутниковым наблюдениям 1997–1998 гг. // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Ю. Сахалинск: ИМГиГ, 2001. С. 94–110.
- Тарасюк Е.В., Тарасюк С.Н.* Метод масштабных характеристик и его применение для совершенствования

биотехники искусственного разведения горбуши. М.: ВНИРО, 2007. 149 с.

*Цхай Ж.Р., Дудков С.П.* Результаты сравнения судовых и спутниковых данных о распределении температуры поверхности океана и хлорофилла-*a* в Охотском море // Математическое моделирование и информационные технологии в исследованиях биоресурсов Мирового океана. Владивосток, 2007. С. 74–76.

*Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В.* Сезонные колебания температуры поверхности моря в проливе Лаперуза по спут-

никовым наблюдениям 1998–2003 гг. // Тр. СахНИРО. 2005. Т. 7. С. 255–270.

*Шершнева О.В., Шевченко Г.В.* О прогнозировании термических условий в Сахалино-Курильском регионе по спутниковым данным // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 142. С. 161–187.

*Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. М: Изд-во МГУ, 2001. 528 с.

*Shevchenko G., Tshay Z., Puzankov C.* EOF and wavelet analysis of satellite SST data in the northern Pacific // PICES Sci. Rep. 2004. № 26. P. 13–18.

## Estimate of Extreme Surface Temperature of the Okhotsk Sea and Adjacent Waters from Satellite Data

Zh. R. Tshay, G. V. Shevchenko

*Sakhalin Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk*

Based on long-term TeraScan data from NOAA with quarter of a degree resolution were calculated monthly anomalies of sea surface temperature in the Okhotsk Sea and analyzed their statistics. The studies include an evaluation of water area, where were observed significant deviations from averages. Zones with anomalies of large deviation from normal were described. Spatio-temporal variability of these anomalies has been studied by methods of EOF and spectral analysis.

**Keywords:** remote-sensing data, thermal conditions, anomalies of sea surface temperature, Okhotsk Sea

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ОПИСАНИЕ ПРОГРАММНЫХ МОДУЛЕЙ  
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ЛАЗЕРНОЙ ЛОКАЦИИ  
И ЦИФРОВОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ЛЕСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

© 2013 г. И. М. Данилин<sup>1\*</sup>, М. Н. Фаворская<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск

<sup>2</sup>Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева, Красноярск

\*E-mail: danilin@ksc.krasn.ru

Поступила в редакцию 14.02.2012 г.

Лазерная локация, совмещенная с цифровой аэрофотосъемкой, является одним из приоритетных направлений для дистанционного мониторинга лесных земель. Данное направление опирается на современные технологии цифровой фотограмметрии и геоинформационных систем, а также на методы цифровой обработки и моделирования многомерных отраженных лазерных сигналов. Одной из основных задач данного направления при мониторинге лесных территорий является моделирование структуры леса и рельефа местности. Существующие системы моделирования земных поверхностей не учитывают специфики моделирования лесного покрова. Предлагаемые в настоящей статье подходы и вычислительные алгоритмы позволяют адекватно воспроизводить трехмерную текстуру земных покровов и лесной растительности на основе данных лазерной локации и цифровой аэрофотосъемки, при необходимости выполнять визуализацию природных эффектов (наложение снежного покрова, дождя, тумана), а также моделировать режимы освещенности сцен лесных территорий.

**Ключевые слова:** моделирование, лесные территории, воздушная лазерная локация, цифровая аэрофотосъемка

DOI: 10.7868/S0205961413020024

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование структуры леса является одним из важнейших направлений в развитии методов дистанционного мониторинга лесных территорий, позволяет оценивать морфологические показатели лесных насаждений, прогнозировать динамику их развития и экологических ситуаций при воздействии природных и антропогенных факторов. Построение лесных ландшафтных сцен предполагает обработку двух типов синхронизированных данных – лазерной локации и цифровой аэрофотосъемки, и выполняется в виде последовательных этапов, каждый из которых является сам по себе сложной задачей моделирования.

На первом этапе выполняется построение цифровой модели рельефа (ЦМР) участка земной поверхности на основе данных лазерной локации (Chen, 2007; Медведев и др., 2007; Wulder et al., 2007; Данилин, Медведев, 2011; Чунина, Данилин, 2011). В современных географических информационных системах (ГИС) используются несколько типов ЦМР в зависимости от формы представления данных: с регулярным расположе-

нием точек на прямоугольных, треугольных и гексагональных сетках; с нерегулярным представлением точек; с изолинейным заданием точек (расположенных равномерно на изолиниях или с учетом их кривизны). Для построения трехмерных моделей рельефа используются такие методы, как интерполяция на основе минимальной кривизны, ближайшего окружения, триангуляции, регрессионных зависимостей, сферических сплайнов и т.д.

На втором этапе происходит текстурирование ЦМР (построение нижнего яруса лесной растительности), а также осуществляется визуализация деревьев (верхний ярус) как с использованием данных лазерной локации, так и данных цифровой аэрофотосъемки (Korpela, 2007; Данилин, Медведев, 2011).

На третьем этапе реалистичность созданной трехмерной (3D) ландшафтной модели достигается за счет “наложения” таких природных явлений, как дождь, туман, снег, моделирование дневной освещенности и т.п. (Смоленцева, Фаворская, 2009; Favorskaya et al., 2010).

Вместе с тем следует отметить, что на сегодняшний день не существует программного продукта, который бы отвечал всем требованиям комплексного ландшафтного моделирования лесных земель по данным лазерной локации и цифровой аэрофотосъемки.

В статье обсуждается комплексный подход реалистичного воспроизведения структуры лесного покрова и рельефа земной поверхности с визуализацией природных эффектов и режимов освещенности с использованием современных технологий компьютерного 3D-моделирования в разработанном программном комплексе “Forest Modeling”.

### ОБЗОР МЕТОДОВ И СИСТЕМ ЛАНДШАФТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Наиболее распространенным векторным методом интерполяции рельефа земной поверхности является триангуляция. Следует отметить, что применение триангуляции вызывает артефакты из-за невозможности получения производных различных порядков аппроксимируемых поверхностей, не обеспечивает выделение конкретных форм земной поверхности с характерными геоморфологическими параметрами. Однако в данной задаче такие ограничения не играют существенной роли, поскольку не требуется точного воспроизведения поверхности произрастания лесной растительности.

Метод “сферической квадроангуляции” позволяет создавать математическое описание рельефа, наиболее приближенное к реальной действительности, и идентифицировать известные типы поверхностей и структурных линий. Метод активно используется в 3D-картографии. Базовой единицей описания является математическая модель элементарной поверхности, выделяемая по геоморфологическим параметрам, являющимся непосредственными геометрическими характеристиками криволинейных объектов. В пределах элементарных поверхностей в заданных интервалах неизменными являются крутизна, экспозиция, протяженность, форма склонов и их морфологические характеристики, обуславливающие процессы перемещения водных, воздушных масс, климатических факторов (Плисенко, 2005). Однако в данной постановке задачи такая точность визуализации излишня. Растровая физическая модель гравитационного переноса уточняет *B*-сплайную интерпретацию *m*-порядка, применяемую в методе “сферической квадроангуляции” (Пикин, 2005).

На рынке программного обеспечения имеются продукты, позволяющие выполнять автоматическое создание 3D-моделей по данным лазерного сканирования, например: “TreesVIS” (ФРГ),

“Altaxis”, “ОПТОЛАЗЕР” (РФ), “EdgeWise”, “Geokosmos 3D Modeler” (наземное и воздушное лазерное сканирование), однако визуализация 3D ландшафтных объектов в них не производится. В лучшем случае осуществляется замена объекта упрощенной 3D геометрической моделью кроны деревьев (в виде шара для широколиственных деревьев и в виде конуса для хвойных пород).

Для придания естественного вида на созданные ЦМР необходимо наложить “текстуры” – графические изображения, которые передают структуру, цвет и фактуру моделируемого объекта. Без текстур нельзя добиться реалистичного внешнего вида объекта, в данном случае модели лесной поверхности. Метод текстурирования “тайлами” получил широкое распространение в компьютерной области из-за очевидных достоинств – простоты и невысокой требовательности к вычислительным ресурсам компьютера. Суть данной технологии заключается в том, что участок полигональной сетки покрывается текстурными фрагментами – тайлами (tile) или наборами тайлов – тайлсетами (tileset) (Шикин, Боресков, 2001).

Для создания новой текстуры на основе существующих текстур, формирования плавного перехода между участками, покрытыми разными текстурами, и создания полупрозрачных текстур используется алгоритм альфа-смешивания (alpha-blending), при котором можно регулировать уровень прозрачности изменением значения альфа-канала текстуры. В результате получается требуемый эффект: новое изображение текстуры или комбинация имеющихся в наличии текстурных фрагментов. Такой прием дает возможность сделать изображение ландшафта уникальным в каждой области сцены, но он требует дополнительных вычислительных ресурсов. Также для увеличения быстродействия на экран выводится лишь малая часть ландшафта вокруг виртуальной камеры, что повышает производительность, но снижает дальность прорисовки и снижает общую реалистичность сцены.

Текстуры накладываются на объект с помощью так называемых текстурных координат. Текстурные координаты представляют собой пару чисел ( $u, v$ ), изменяющихся в пределах от 0 до 1, задаваемых в своей системе координат; при этом ось  $u$  направлена горизонтально вправо, ось  $v$  – вертикально вниз. Пара величин ( $u, v$ ) однозначно указывает на минимальный элемент текстуры, называемый “текселем” (texture element). Для каждой вершины минимального текстурного полигона определяются текстурные координаты и привязываются к некоторой области на текстурированном объекте в разработанном нами программном комплексе “Forest Modeling”.

Создание 3D-моделей лесных насаждений, также как и моделирование природных явлений, предполагает использование специфических приемов имитационного моделирования. Указанные два направления широко применяются в симуляторах, компьютерных играх. При этом следует учитывать, что реалистичность моделирования достигается сложными алгоритмами, требующими значительных вычислительных ресурсов (Шикин, Боресков, 2001; Favorskaya et al., 2010; Данилин, Медведев, 2011).

### МОДЕЛИРОВАНИЕ 3D-ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОЙ ЛОКАЦИИ

Исследования, направленные на изучение возможностей и развитие дистанционных методов экологического мониторинга и прецизионного цифрового картографирования лесных территорий в режиме “реального времени” на основе лазерной локации и цифровой аэрофотосъемки, в последние годы активно развиваются и проводятся во многих странах мира (Remote Sensing ..., 2003; Korpela, 2007; Медведев и др., 2007; Næsset, 2007; Wulder et al., 2007; Straub et al., 2009; Favorskaya et al., 2010; Gatzolis et al., 2010; Suvanto, Maltamo, 2010; Данилин, Медведев, 2011; Чунина, Данилин, 2011).

Информация, получаемая лидарами, содержит дальностные характеристики ландшафтных сцен, включающие сведения о непроницаемых объектах и частично проницаемых (дисперсных) объектах. Лесной покров в нашем случае можно считать частично проницаемым объектом, т.е. дисперсной структурой. При лазерной и цифровой аэрофотосъемке местности возможно получение точек рельефа земной поверхности под пологом леса, на основе которых вначале строится, а затем интерполируется и визуализируется трехмерная топографическая поверхность (Næsset, 2007; Данилин, Медведев, 2011).

Данные лазерной локации представляются в виде облака точек с геодезическими или географическими координатами, привязанными к местности. Такое облако обладает определенными характеристиками (равномерность распределения точек, минимальное и максимальное поперечное и продольное расстояние между точками), которые могут настраиваться путем подбора параметров полета и выполнения съемки. Лазерный луч расширяется по мере распространения в воздушной среде, в связи с чем он отражается от непроницаемых преград не точечно, а в виде пятна отражения. При наличии частично проницаемых препятствий лазерные данные могут содержать

несколько точек отражения одного лазерного импульса (Медведев и др., 2007).

Самый простой способ представления ЦМР – использование набора трехмерных лазерных точек. Такие методы являются наиболее производительными, для них используются алгоритмы, аналогичные моделированию на основе других примитивов. Отличительная особенность заключается в том, что полученный набор трехмерных точек хранится как набор XYZ-точек. Для уточнения модели рельефа в дополнение к набору трехмерных точек могут загружаться структурные линии.

Цифровая модель рельефа может быть представлена в виде регулярной и нерегулярной сеток. В первом случае массивом исходных данных является матрица высот – цифровое картографическое представление поверхности Земли в виде регулярной сетки значений высот. Высоты записываются в узлах матрицы, положение которых отсчитывается от некоторой начальной точки на местности через равные интервалы вдоль осей  $OX$  и  $OY$ . Во втором случае (при использовании нерегулярной сетки) применяется триангуляционная нерегулярная сеть TIN (Triangulated Irregular Network). Высоты нерегулярной матрицы записываются в узлах, имеющих координаты  $(x, y)$ , расстояние между которыми изменяется. Цифровая модель рельефа может быть сгенерирована непосредственно из исходных данных, например, при использовании регулярной матрицы (квадратной сетки), регулярных треугольников, или через триангуляцию в случае беспорядочно расположенных данных.

Преимущество использования регулярной матрицы заключается в том, что для ее записи требуется значительно меньший объем машинной памяти, чем для нерегулярной матрицы. Однако она имеет принципиальный недостаток, связанный с тем, что при описании характера рельефа местности не отражаются сложные особенности (точки перегибов склонов, овраги и т.д.). Поэтому в настоящее время цифровую модель рельефа в основном представляют в виде нерегулярной матрицы (сеточное представление), узлы которой располагаются на характерных элементах рельефа.

Нетривиальной задачей также является разделение первичных и вторичных лазерных импульсов из обширного облака точек. Такое облако точек содержит не только точки поверхности земли, но и точки разнообразных растительных объектов (деревья, кустарники, травяной и мохово-лишайниковый покров) и их совокупностей.

Нами разработан и предлагается гибридный подход, при котором для некоторой области сетки формируется нерегулярное триангуляционное представление, а для более точного описания

сложного участка триангуляционной модели выполняется вставка данных из регулярной матрицы, полученных на основе аппроксимации данных. Реализацию метода можно представить в виде четырех основных этапов. На первом этапе происходит формирование первичной выборки трехмерных точек. Выборка осуществляет отбор всех существенных точек поверхности анализируемого лесного участка на плоскости  $XOY$ . Существенные точки должны обладать минимальными значениями по шкале высот. На втором этапе для однородно распределенных точек из первичной выборки формируются квадратные сеточные структуры, обладающие интерполированными (аппроксимированными) значениями, и вторичная выборка точек из облака. Вторичная выборка основана на расчете расстояния точки от первичной поверхности с учетом порогового значения, и в случае, если расстояние удовлетворяет условию, происходит выборка точки. На третьем этапе на основе полученного пространства точек второй выборки и первичной поверхности производится модификация модели на основе алгоритма построения триангуляции (Favorskaya et al., 2010). В ходе выполнения четвертого этапа производится доводка модели путем вставки дополнительных кривых описания и максимального разрежения модели для выполнения условий заданной точности и увеличения плотности в наиболее проблемных участках рельефа.

В общем случае можно утверждать, что чем больше будет исходных точек локации, тем более точно будет выполнена интерполяция и тем с большей вероятностью построенная модель будет адекватно отображать истинную земную поверхность. Вместе с тем существует предел числу точек (дискретности), поскольку для любой поверхности излишнее количество точек в большинстве случаев может не улучшить качество результата, но значительно увеличивает объем данных и время, затрачиваемое на их обработку. В некоторых случаях избыточные данные в отдельных областях могут приводить к неравномерному представлению поверхности и, следовательно, к неодинаковой точности при моделировании. Однако следует понимать, что чем сложнее поверхность, тем больше исходных точек требуется для построения адекватной модели. Для сложных объектов, таких как впадины и долины рек, требуются дополнительные точки, чтобы гарантировать представление с достаточной детальностью, а для простых моделей, таких как равнинные участки местности, при аппроксимации будет достаточно, относительно небольшого количества точек.

Существенным моментом является ускорение работы алгоритмов за счет распараллеливания

или локальных упрощений, незначительно снижающих качество получаемых ЦМР.

## ТЕКСТУРИРОВАНИЕ ЦМР

Процесс синтеза оптических (цифровых аэрофотосъемочных и лазерно-локационных) изображений относится к области обратных задач. При этом решается вопрос, как по заданным значениям признаков синтезировать изображение земного покрова, соответствующие статистики которого будут близки к характеристикам аналогичного изображения естественной поверхности. Существует несколько подходов к решению задач синтеза текстурных полей — на основе линейного программирования, авторегрессионных рядов, условных математических ожиданий.

### *Статистическое моделирование текстур*

В нашем случае требуется решить достаточно сложную задачу синтеза ландшафтных текстур, когда большие текстурные области создаются из небольших текстурных фрагментов. Известны базы с естественными текстурами: “Textures Library Forrest” (400 изображений) и “Brodatz” (110 изображений). Сложность заключается в том, что к точкам поверхности должны быть привязаны элементы текстурных карт. Положение объекта, близкое к наблюдателю (текстура поверхности видна с высоким разрешением), требует высокого разрешения текстурной карты. Проблематичным является “стыковка” текстурных фрагментов друг с другом, для чего используются статистические методы дополнения пропущенных пикселей. Пропущенные пиксели вычисляются с применением равномерной случайной выборки из окружающего набора. Критерием сходства текстуры с пропущенными пикселями с эталонной текстурой может служить сумма квадратов разностей яркостей пикселей, не превышающая некоторого порогового значения. Дополнительная визуализация ландшафтных неровностей происходит путем наложения теней в предположении, что точечные источники освещения (имитирующие естественное освещение) находятся в верхней части моделируемой сцены.

В общем случае текстурируемые поверхности не являются цилиндрическими или сферическими. Для наложения текстуры на объекты произвольной формы применим метод двухступенчатого отображения. На первом шаге двумерная область текстуры отображается на простую трехмерную промежуточную поверхность, например, цилиндрическую ( $S$ -mapping)

$$T(u, v) \mapsto T'(x_i, y_i, z_i). \quad (3)$$

На втором шаге полученная трехмерная текстура проецируется на поверхность объекта (*O*-mapping)

$$T'(x_i, y_i, z_i) \mapsto O(x_i, y_i, z_i). \quad (4)$$

Комбинация этих операций позволяет текстурировать объекты “естественным” способом. В качестве промежуточной поверхности предлагается использовать произвольно ориентированную плоскость, кубическую, цилиндрическую или сферическую поверхности, выбор одной из которых зависит, прежде всего, от геометрической формы поверхность текстурируемого объекта. Также реализованы несколько вариантов операции *O*-mapping: при пересечении отраженного от поверхности объекта луча и промежуточной поверхности  $T'$ ; при пересечении нормали к поверхности в точке  $(x, y, z)$  с поверхностью  $T'$ ; при пересечении линии, проходящей через точку  $(x, y, z)$  и центр тяжести объекта, с поверхностью  $T'$ ; при пересечении линии, идущей из точки  $(x, y, z)$  к поверхности  $T'$ , ориентация которой задается нормалью к поверхности  $T'$  в точке  $(x_i, y_i, z_i)$ .

Достоинствами данного подхода являются относительная простота текстурирования и малое количество текстур, что соответственно обеспечивает значительную экономию объема данных. Тем не менее ограниченное количество текстур не всегда позволяет воссоздать нужный текстурный рисунок. Также существуют ограничения по геометрии, например, использование регулярных сеток. Синтез текстуры, рассмотренный выше, позволяет компенсировать указанные недостатки.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Одной из самых сложных задач в трехмерной графике является имитация природных объектов. В отличие от искусственно созданных инженерных объектов, форма объектов естественного происхождения редко имеет ровные края и характеризуется геометрическими примитивами. Так, для получения фотореалистичного изображения ландшафта требуется воспроизвести множество деталей с тщательно проработанными поверхностями (системность), но при этом необходимо привнести некоторый хаос — фрактальность (Марков, 1996). Природный ландшафт изобилует деталями, но все их многообразие сводится к различным комбинациям топографических (рельеф) и почвенно-растительных условий и сообществ, расположенных на различных видах подстилающих пород. Лес, в упрощенном представлении, являет собой множество деревьев, обычно нескольких видов, а его разнообразие достигается за

счет варьирования типов и форм деревьев, другой лесной растительности.

Известны два типа математических моделей пространственно-временной динамики леса, объясняющих возникновение неоднородного пространственного распределения и неустойчивости характера роста деревьев. Первый подход является аналитическим и строится на основе системы интегрально-дифференциальных уравнений. При построении данной модели учитывается взаимодействие растений, расположенных вблизи друг от друга и оказывающих влияние как на увеличение биомассы, так и на ограничение ее роста, вызванное конкуренцией за ресурсы, необходимые для жизнедеятельности (свет, вода, питательные элементы) (Фрисман и др., 2006). Второй подход представляет собой имитационную компьютерную модель динамики сообщества древесных лесных растений. Моделирование динамики древостоя складывается из моделирования роста каждого дерева, входящего в его состав, при этом учитываются его пространственное расположение и влияние со стороны окружающих деревьев. В нашей работе был использован второй подход моделирования, требующий минимальных компьютерных ресурсов (Чунина, Данилин, 2011). Моделирование деревьев (с точки зрения создания виртуальной реальности) выполняется на основе *L*-систем, но с учетом фактора стохастичности, имитирующего жизненный цикл природного объекта. Реализованы процедуры моделирования роста широколиственных деревьев с учетом сезонных факторов и природных явлений (ветер, освещенность, режим увлажнения и др.).

## ИМИТАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ЭФФЕКТОВ В 3D-СЦЕНЕ

Имитация природных эффектов подразумевает использование различных технологий визуализации в зависимости выбранного эффекта (Favorovskaya et al., 2010). Для примера рассмотрим две технологии — имитация тумана и дождя в 3D-сцене, — которые реализованы в нашем программном продукте. Современные технологии нанесения тумана на изображение учитывают удаленность затуманенных объектов от наблюдателя, а также степень густоты тумана — редкий, средний, густой. Известны два основных способа имитации тумана: с использованием “выбеливания” цветовой компонент функции, описывающей изображение, и генерация текстур на основе шумовых составляющих. В нашей работе используется комбинированный метод: на первой стадии — выполняющий “выбеливание” цветов, на второй — создающий эффект нечеткости и размытости изображения.

Обозначим цветовую характеристику пиксела  $p(x, y, z)$  как  $C_{in}$ , которая разбивается на две составляющих:  $C_{const}$  – постоянная часть цветовой характеристики, переходящая в выходное значение  $C_{out}$ , и  $C_{fog}$  – часть цветовой характеристики, отвечающая за степень густоты тумана, причем,  $C_{in} = C_{const} + C_{fog}$ . Выбеливание цветов происходит за счет входного параметра – “туманного фактора”  $K_{fog}$  по линейному закону

$$C_{out} = K_{fog}C_{in} + (1 - K_{fog})C_{fog}. \quad (5)$$

Отметим, что туманный фактор может вычисляться по экспоненциальному закону, по квадратичной экспоненте или по линейной зависимости.

Выбеливание цветов с учетом линейного туманного фактора зачастую используется для создания глубины проникновения объектов в туманную среду, по мере удаленности от зрителя. Эффект интенсивности как функции удаленности от зрителя достигается путем выбеливания исходных фрагментов более интенсивным цветом.

Природные эффекты не являются статическими явлениями, их поведение имеет стохастический характер. Туман также может изменять форму из-за изменения своей плотности и благодаря ветру и непостоянству воздуха. Поэтому функция генерации шума хорошо описывает данное явление. Входными параметрами такой функции могут быть двух- или трехмерные координаты в пространстве, а результатом являются псевдослучайные величины плотности тумана на этих координатах. Шум, сгенерированный такой функцией, имеет большую частоту и, следовательно, отображает резкие изменения между контрастными значениями, что не типично для распределения плотности тумана. Поэтому он должен быть скомпенсирован смягчающим шумом, созданным путем интерполяции некоторых заданных начальных значений.

Основная идея способа имитации тумана заключается в суммировании нескольких шумовых составляющих с различными частотами и амплитудами, в результате чего вычисляется турбулентность *turbulence* ( $p$ ) в точке  $p$  сцены

$$turbulence(p) = \sum_{i=0}^{N-1} noise_i(p)/2^i, \quad (6)$$

где  $noise_i(p)$  –  $i$ -я функция плотности тумана в точке  $p$  двух- или трехмерной сцены.

Эти функции называются октавами, каждая из них имеет частоту, увеличенную вдвое по сравнению с предыдущей октавой. Число октав  $N$  может быть различным, но для генерирования изображения  $N$  не должно быть слишком большим: чем

больше значение  $N$ , тем выше частота шума, который перестает отображаться на экране.

Для достижения максимальной реалистичности генерируется несколько отдельных изображений с разной степенью увеличения шумовой картины, сглаженных при помощи интерполяции. При их суммировании создается общий шум. Большое число таких изображений дает более детализированный шум, что и позволяет создать эффект размытости при наложении эффекта тумана на изображение. В результате достигается распределенная неоднородная плотность тумана. Именно такой подход позволяет достичь максимально реалистичного “наложения” тумана на изображения. Совместно с туманным фактором получаются достаточно реалистичные слои тумана с видимым увеличением расстояния от наблюдателя.

Реалистичная имитация капель дождя с отраженным светом и изменением размера в зависимости удаленности от наблюдателя является сложной проблемой, так как капли изменяют свою форму во время движения. Из-за этих изменений луч, отраженный от капли, и луч, проходящий сквозь каплю, также будут изменять свое положение относительно наблюдателя или камеры. Часто предполагается, что капля имеет простую форму треугольника или эллипса, а блик капли является постоянным и неподвижным (Garg, Nayyar, 2006).

При нашем подходе используется алгоритм визуализации капель дождя с учетом отраженного света и изменения размера капли во время движения. Используется заранее созданная база данных капель, которые модифицируются по желанию пользователя. Форма капель создается по принципу наложения колебательных моделей, а колебательные свойства падающей капли описываются следующим уравнением:

$$r = [t, \Theta, \Psi], \quad (7)$$

где  $r$  – расстояние точки на капле от ее центра;  $\Theta$ ,  $\Psi$  – углы падения относительно координатных осей в плоскости  $XOY$  и плоскости  $XOZ$  соответственно (ось  $OZ$  направлена на наблюдателя);  $t$  – время.

Изменения формы капель во время падения объясняются законами аэродинамики и поверхностным натяжением. Колебательная модель капли составляется из двух моделей: исходной и преобразованной. Интересным является тот факт, что падение капли не имеет четко определенной траектории движения, в частности по горизонтали. Вид капли также зависит и от ее размеров и степени удаленности от видеокамеры. Имитация освещения капли также является непростым вопро-

сом. Расчет светового блика на капле напрямую зависит от ее размеров. В данной работе был использован более простой алгоритм реализации указанного эффекта. Реализация наложения эффекта дождя на статическое изображение заключается в перерисовке капель различных размеров на изображении. Используются капли с размерами  $2 \times 46$  пикселей и  $1 \times 24$  пикселя, сохраненные в файле формата png, что позволяет применить эффект прозрачности капли на фоне исходного изображения. Капли разных размеров перерисовываются на выбранном изображении в тысяче разных мест. Таким образом, имитация эффекта дождя максимально приближена к реальности за счет малого размера капель, поддержки эффекта прозрачности за счет формата изображения каплей и большого количества капель. Так, число генерируемых изображений капель должно быть эквивалентно  $M$  – числу пикселей в итоговом сгенерированном изображении, в наших экспериментах значение  $M$  принималось равным 1024 (Смоленцева, Фаворская, 2009).

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ СЦЕНЫ ЛЕСНОЙ ТЕРРИТОРИИ С УЧЕТОМ ОСВЕЩЕННОСТИ

При реалистичном моделировании поверхности земли и лесной растительности возникают две категории задач, для реализации которых применяются принципиально различные алгоритмы: задачи моделирования равномерной освещенности естественных сцен и задачи имитации солнца и прямого солнечного света на изображении в различных временных диапазонах (восход, полдень, закат). В случае равномерной освещенности сцены общепринятым является подход размещения нескольких неярких точечных источников. При этом от каждого источника света исходит бесконечное множество лучей, часть которых рассеивается в свободном пространстве, а другая часть попадает на объекты. Такие лучи отражаются, поглощаются и преломляются в зависимости от структуры реальных физических объектов (в нашем случае – лесная растительность и рельеф поверхности земли), при этом возникает множество вторичных лучей. В результате часть лучей света (точнее, энергетическая мощность светового потока) попадает в объектив цифрового аэрофотоаппарата или на сетчатку глаза наблюдателя, формируя тем самым изображение. Метод, моделирующий процесс прохождения лучей от источника света до некоторой точки сцены, называется прямой трассировкой лучей. Основная проблема при реализации такого метода заключается в ограниченных вычислительных возможностях компьютера, так как требуется рассчитать направления бесконечного количества лучей, из которых

очень малая часть непосредственно участвует в формировании изображения.

В соответствии с методом обратной трассировки, когда лучи трассируются в обратном направлении от наблюдателя к источнику света, в начале строится первичный луч обратной трассировки через центр схода лучей на некотором расстоянии от плоскости проецирования (например, экрана монитора) и через текущий пиксел плоскости проецирования. Если луч попадает на один или несколько объектов сцены, то выбирается ближайшая точка пересечения. Затем рассчитывается цвет пикселя изображения с учетом свойств объекта и излучения от других источников.

При формулировании задачи реалистичной визуализации рельефа с лесной растительностью считается, что заданы параметры некоторой трехмерной сцены, а именно карта рельефа, фрактальная текстура растительности, параметры земной поверхности, параметры воздушной среды, параметры водной поверхности (в частности, уровень водной поверхности), а также расположение, цвет и интенсивность источников света, координаты и направление обзора наблюдателя. Требуется построить изображение рельефа с позиции наблюдателя. При практической реализации метода обратной трассировки лучей вводятся некоторые ограничения с целью ускорения работы алгоритма и упрощения математической модели. В данном случае принимаются следующие ограничения:

- основной моделируемой поверхностью является поверхность земли, которая задается картой уровней высот с нанесенной фрактальной текстурой, имитирующей природные объекты и эффекты. Дополнительной моделируемой поверхностью является поверхность воды, задаваемая “уровнем моря”. Любая точка поверхности, лежащая ниже этого уровня считается покрытой водой;
- рассматриваются только точечные источники света, которые излучают свет, но не отражают и не преломляют его;
- рассматриваются два типа отражения: бликовое, создающее эффект бликов от источников света, и диффузное;
- если луч, направленный на данный источник света, закрывается другим объектом, то это значит, что данная точка поверхности находится в тени;
- вводится фоновая составляющая освещенности для учета освещенности объектов светом, рассеиваемым другими объектами.

Нами предложена следующая модификация метода обратной трассировки лучей. Разобьем изображение на блоки (в наших экспериментах блок составляет  $16 \times 16$  пикселей) и будем после-

довательно анализировать блоки, которые пересекает проекция луча на плоскость  $XOY$ , в порядке их удаления от наблюдателя. Для каждого блока можно определить, имеется ли пересечение луча с поверхностью в этом блоке, или такое пересечение отсутствует. Трассировка текущего луча прекращается, если найдено первое пересечение. Если текущий квадрат находится на некотором предельном удалении от наблюдателя, то предполагается, что луч находится в свободном пространстве. При пересечении луча с поверхностью строятся вторичные лучи (отраженный луч и преломленный луч), для которых также выполняется трассировка. Для того чтобы определить, пересекает ли заданный луч поверхность рельефа, а также координаты точки пересечения луча с ландшафтным объектом, необходимо знать высоту поверхности рельефа в любой точке. Поскольку при моделировании трехмерной поверхности достоверно определены координаты точек лазерной локации и проведена интерполяция поверхности, эти данные известны. Имеющаяся триангуляционная модель поверхности позволяет построить нормаль к анализируемой точке, что необходимо для построения вторичных лучей.

Цвет  $C'$  некоторой точки объекта определяется как сумма составляющих

$$C' = k_a I_a C + k_d I_d C + k_s I_s + k_r I_r + k_t I_t, \quad (8)$$

где  $C'$  – исходная яркость точки объекта (в цветовой  $RGB$ -модели  $C$  – одна из составляющих:  $R$  (red – красный),  $G$  (green – зеленый),  $B$  (blue – синий));  $k_a$  – коэффициент фоновой подсветки;  $k_d$  – коэффициент диффузного рассеивания;  $k_s$  – коэффициент бликового отражения;  $k_r$  – коэффициент зеркального отражения;  $k_t$  – коэффициент прозрачности;  $I_a$  – интенсивность фоновой подсветки;  $I_d$  – интенсивность диффузного рассеивания;  $I_s$  – интенсивность бликового отражения;  $I_r$  – интенсивность зеркального отражения;  $I_t$  – интенсивность излучения, приходящего по преломленному лучу. Для рассматриваемого нами случая изображений лесных территорий два последних слагаемых в (4) можно опустить.

Интенсивность фоновой подсветки  $I_a$  для некоторого объекта обычно полагается равной константе. Для расчета интенсивности диффузного отражения используется формула

$$I_d = \sum_{j=1}^N I_j \cos \theta_j, \quad (9)$$

где  $I_j$  – интенсивность излучения  $j$ -го источника света,  $j = 1, \dots, N$ ;  $\theta_j$  – угол между нормалью к поверхности объекта и лучом, задающим направление от анализируемой точки объекта на  $j$ -й источник света.

Расчет интенсивности бликового отражения производится по формуле

$$I_s = \sum_{j=1}^N I_j \cos^p \alpha_j, \quad (10)$$

где  $p$  – показатель, учитывающий степень полировки поверхности (значение лежит в интервале от единицы до нескольких сотен);  $\alpha_j$  – угол между отраженным лучом (при обратной трассировке) на  $j$ -й источник света.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разработанный программный комплекс “Forest Modeling” состоит из четырех основных модулей: модуля проектирования трехмерных поверхностей, модуля природных объектов, модуля визуализации природных эффектов и модуля освещенности сцены. Модуль проектирования трехмерных поверхностей позволяет создавать, а также редактировать и сохранять карту рельефа местности с использованием данных лазерной локации. Имеются функции интерполяции карты и наложения текстуры, отображающей лесную растительность. Модуль природных объектов включает моделирование отдельных деревьев и моделирование сообщества деревьев с учетом факторов, влияющих на их взаимный рост и дегенерацию. Модуль визуализации природных эффектов позволяет пользователю выбирать тип эффекта и настраивать его параметры для выбранной сцены. Основными моделируемыми природными эффектами являются наложение тумана, дождя, снежного покрова. В качестве дополнительных эффектов реализована визуализация снегопада и процесс таяния снега. Модуль освещенности сцены позволяет задавать и изменять положения и свойства источников света и виртуальной камеры (фокусное расстояние и направление обзора, а также максимальную дальность трассировки лучей), а также настраивать свойства поверхностей ландшафтных объектов. Программный комплекс содержит и ряд вспомогательных функций – таких, как предварительный просмотр трехмерной сцены, запись трехмерного изображения сцены в файл стандартного графического формата bmp, png, jpg.

Для разработки программного продукта была выбрана среда разработки “Borland Delphi 7” – универсальная среда разработки приложений, главным критерием выбора среды явилось наличие мощного графического двигателя “GLScene”, позволяющего быстро и качественно разрабатывать 3D-сцены. “GLScene” – графический движатель, написанный для использования на языке программирования Object Pascal и использующий библиотеку “OpenGL” в качестве интерфейса программирования приложений. “GLScene” яв-

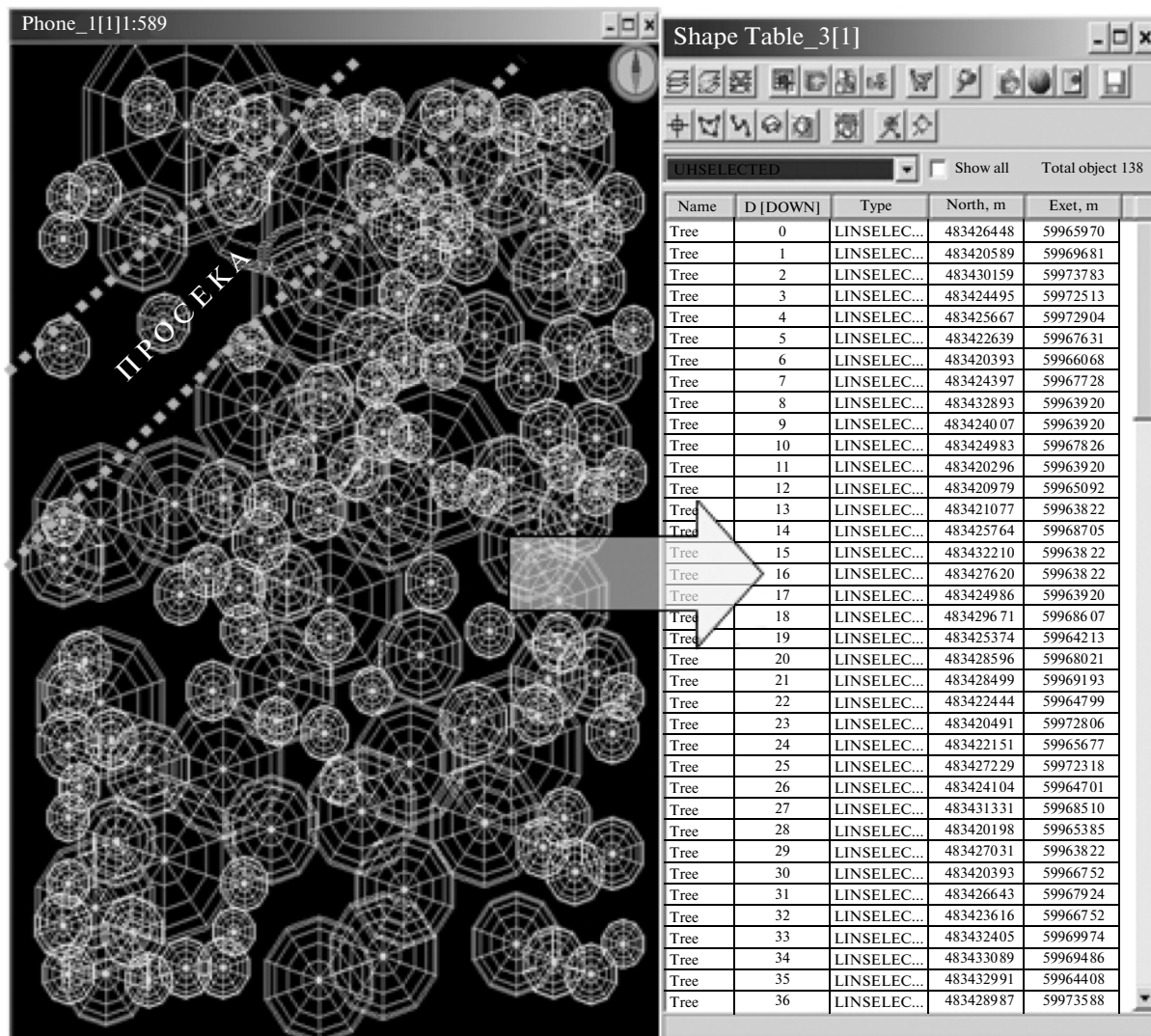


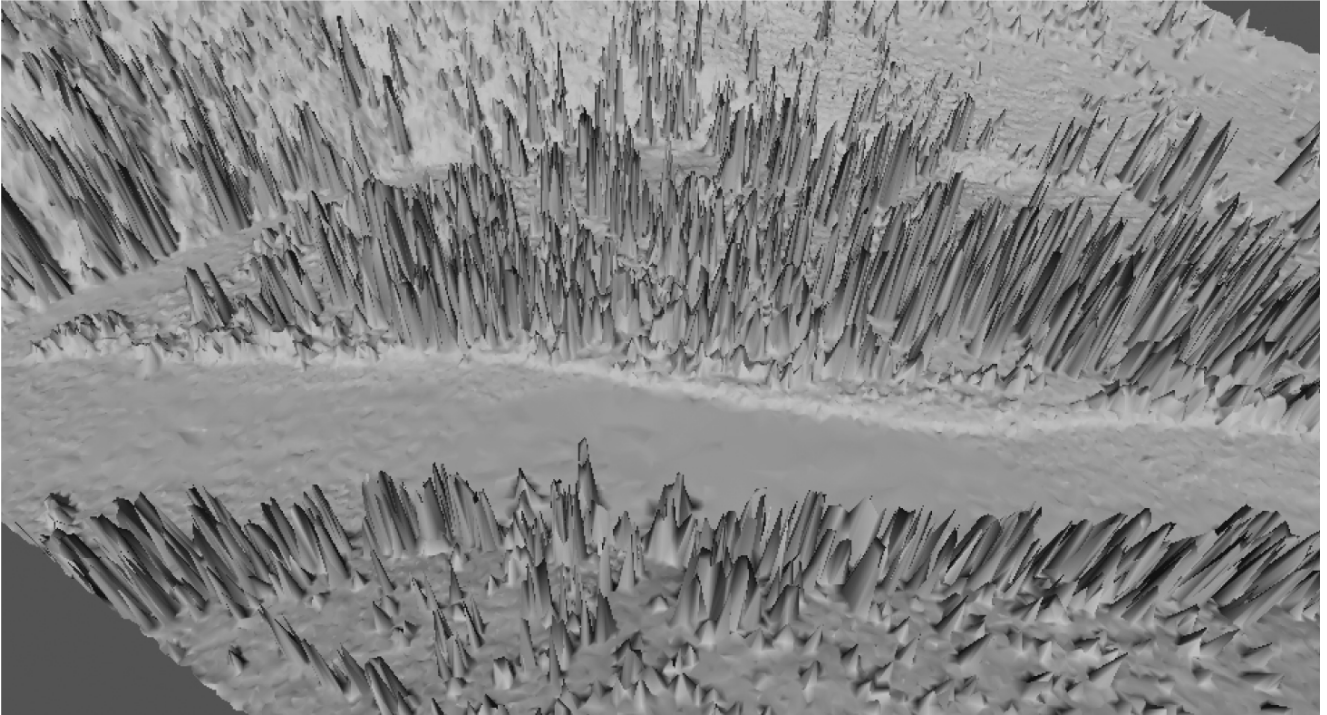
Рис. 1. Векторная модель лесного полога, состоящая из множества крон отдельных деревьев.

ляется свободным программным обеспечением и распространяется с лицензией “Mozilla Public License”. С его помощью программирование трехмерной графики становится более простым и быстрым.

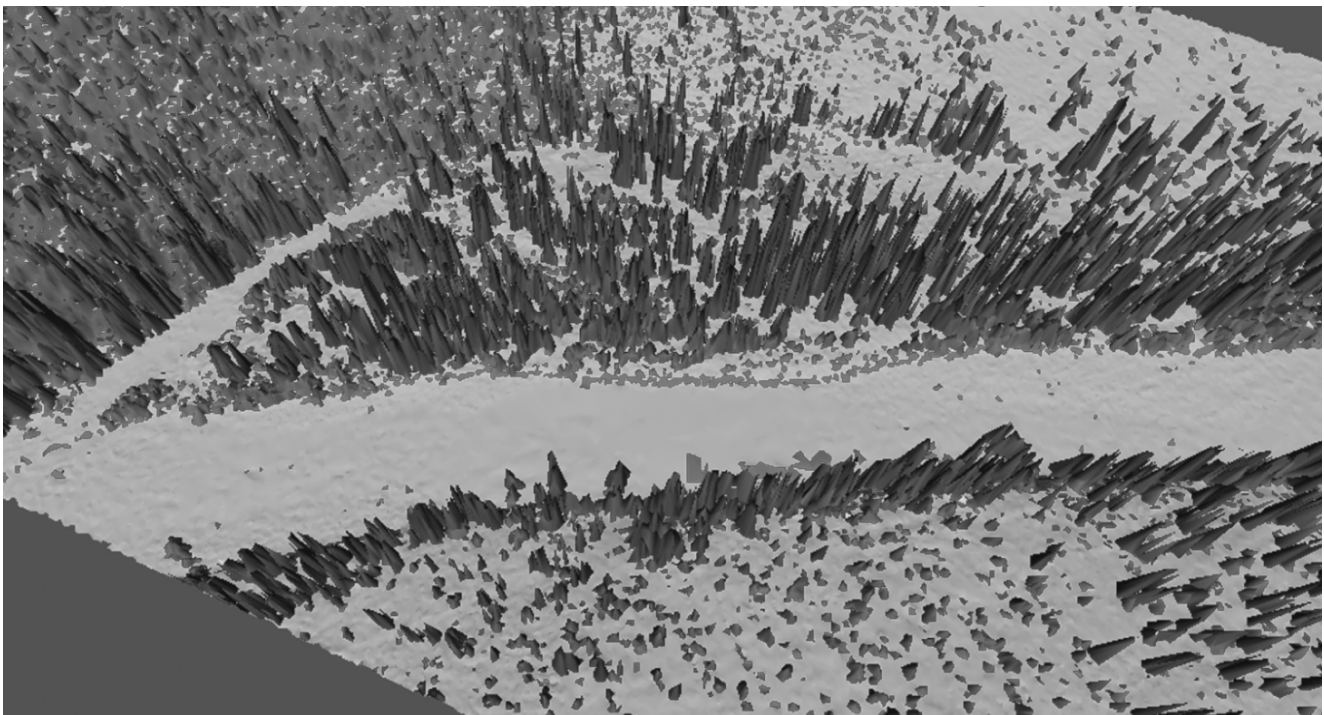
Программные модули визуализации природных эффектов и освещенности реализованы в виде плагинов по технологии “Net Framework 2.0”. Платформа NET обеспечивает одновременную поддержку проектирования и реализации программного обеспечения с использованием различных языков программирования, она включает не только среду разработки для нескольких языков программирования Visual Studio.NET, но и множество других средств, например, механизмы поддержки баз данных, электронной почты, файлообменов. Технология NET Framework – это дополнительная операционная среда, устанавлива-

емая в операционной среде Windows в качестве автономного программного компонента.

С помощью разработанного программного комплекса были проведены эксперименты по моделированию лесных ландшафтов, прогалин, водотоков. На основе набора точек лазерной локации и цифровой аэрофотосъемки строились двухмерные и трехмерные сцены лесных территорий, к которым затем применялись различные варианты визуализации природных эффектов и режимов освещенности. Сведение объектов в сопряженную базу данных позволяет рассчитывать статистические характеристики древостоя – диаметры и протяженность крон, высоты и диаметры стволов, координаты местоположения деревьев. В общей сложности было сгенерировано около 200 модельных сцен лесных территорий (рис. 1–3).



**Рис. 2.** Трехмерная полигональная модель сцены лесной территории с отображением природного эффекта “снег”.



**Рис. 3.** Трехмерная полигональная модель сцены лесной территории с отображением природного эффекта “освещение в полдень”.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе изложены основные подходы к реалистичному моделированию структуры лесного покрова и топографии. Отличительными особенностями данного подхода являются: использование гибридного метода построения трехмерных поверхностей, использование синтеза текстур, нанесение текстурных карт на объекты сцены на основе вероятностной стыковки фрагментов. Существенной составляющей реалистичного воспроизведения трехмерной сцены является визуализация природных эффектов таких, как туман, дождь, снежный покров, а также воспроизведение режимов освещенности сцен лесных территорий.

Результаты экспериментов, проведенных с помощью разработанного программного комплекса, показали работоспособность и эффективность основных алгоритмов. Вместе с тем установлено, что реалистичное воспроизведение сцен лесных территорий требует значительных временных затрат и нуждается в распараллеливании сложных вычислительных процессов в будущем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Данилин И.М., Медведев Е.М.* Технология мониторинга и инвентаризации лесных ресурсов на основе лазерной локации, цифровой аэрофотосъемки и спутникового геопозиционирования (Technology for monitoring and inventory of forest resources based on laser location, digital aerial photography and satellite geopositioning) // Журн. Сиб. фед. ун-та. Сер. Техника и технологии. 2011. Т. 4. № 3. С. 326–336 (на англ.).
- Марков Е.П.* Фрактальная модель космических опико-электронных изображений // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 1. С. 56–61.
- Медведев Е.М., Данилин И.М., Мельников С.Р.* Лазерная локация земли и леса. М.: Геокосмос; Красноярск: ИЛ СО РАН, 2007. 229 с.
- Пикин С.Ф.* Гравитационно-кинетическая модель рельефа // ИнтерКарто/ИнтерГИС 11: Устойчивое развитие территорий: Теория ГИС и практический опыт. Ставрополь: СГУ, 2005. С. 228–230.
- Плисенко О.А.* Цифровая модель местности как основа для вычислительных экспериментов в ГИС // ИнтерКарто/ИнтерГИС 11: Устойчивое развитие территорий: Теория ГИС и практический опыт. Ставрополь: СГУ, 2005. С. 48–53.
- Потапов А.А., Пахомов А.А., Никитин С.А., Гуляев Ю.В.* Новейшие методы обработки изображений. М.: Физматлит, 2008. 496 с.
- Смоленцева С.С., Фаворская М.Н.* Система наложения визуальных природных эффектов на статическое изображение (Natural effects imitation) // Свид. № 2009612794. Зарег. в Реестре программ для ЭВМ, Москва, 30 июля 2009 г.
- Фрисман Е.Я., Тузинкевич А.В., Чернышова Н.Б., Файман П.А.* Биологическое разнообразие и динамика экосистем: Информационные технологии и моделирование. Новосибирск: СО РАН, 2006. С. 393–401.
- Чунина А.А., Данилин И.М.* Анализ подходов к моделированию лесной растительности // Мат. XV Межд. науч. конф. “Решетневские чтения”. Ч. 2. Красноярск, 2011. С. 646–647.
- Шикин А.В., Боресков А.В.* Компьютерная графика. Полигональные модели. М.: Диалог-МИФИ, 2001. 464 с.
- Chen Q.* Airborne lidar data processing and information extraction // Photogram. Eng. & Rem. Sens. 2007. V. 73. № 2. P. 109–112.
- Favorskaya M.N., Zotin A.G., Danilin I.M., Smolentseva S.N.* Realistic 3D-modeling of forest growth with natural effect In: Advances in Intelligent Decision Technologies. Proc. Second KES Int. Symp. IDT 2010 / Eds.: G. Phillips-Wren, L.C. Jain, K. Nakamatsu, R.J. Howlett. Smart Innovation, Systems and Technologies. V. 4. B., Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. P. 191–199.
- Garg K., Nayar Sh.K.* Photorealistic rendering of rain streaks // ACM SIGGRAPH. 2006. V. 25. № 3. P. 996–1002.
- Gatzliolis D., Fried S.J., Monleon V.S.* Challenges to estimating tree height via LiDAR in closed-canopy forests: a parable from Western Oregon // For. Sci. 2010. V. 56. № 2. P. 139–155.
- Korpela I.* 3D treetop positioning by multiple image matching of aerial images in a 3D search volume bounded by LiDAR surface models // Photogram., Fernerkund., Geoinform. 2007. V. 1. P. 35–44.
- Næsset E.* Airborne laser scanning as a method in operational forest inventory: Status of accuracy assessment accomplished in Scandinavia // Scand. J. Forest Res. 2007. V. 19. № 6. P. 482–499.
- Pentland A.P.* Fractal-based description of natural scenes // IEEE Trans. 1984. V. PAMI-6. № 6. P. 661–674.
- Remote Sensing of Forest Environments. Concepts and case studies / Eds. M.A. Wulder, S.E. Franklin. Dordrecht, Boston, L.: Kluwer Acad. Publ., 2003. 519 p.
- Straub C., Dees M., Weinacker H., Koch B.* Using airborne laser scanner data and CIR orthophotos to estimate the stem volume of forest stands // Photogram., Fernerkund., Geoinform. 2009. № 3. P. 277–287.
- Suvanto A., Maltamo M.* Using mixed estimation for combining airborne laser scanning data in two different forest areas // Silva Fennica. 2010. V. 44. № 1. P. 91–107.
- Wulder M.A., Han T., White C.J., Sweda T., Tsuzuki H.* Integrating profiling LiDAR with Landsat data for regional boreal forest canopy attribute estimation and change characterization // Rem. Sens. Environ. 2007. V. 110. P. 123–137.

## **Description of the Software Modules for the Use of Laser Location and Digital Aerial Photography Data of Forest Territories**

**I. M. Danilin<sup>1</sup>, M. N. Favorskaya<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup> V.N. Sukachev Institute of Forest, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk*

*<sup>2</sup> Academician M.F. Reshetnev Siberian State Aero Space University, Krasnoyarsk*

Laser location integrated with digital aerial photography is one of the priority tendencies in remote sensing monitoring of forestlands. This direction of research is based on the high-end technique of digital photogrammetry and geographic information systems, as well as on processing of digital multidimensional reflected laser signals. Modeling of forest structure and terrain is one of the priority tasks at forest monitoring process. Existing systems for modeling of forest structure and terrain do not consider specifics of a forest cover modeling. The proposed approach and computing algorithms allows using a laser location and aerial photography data for 3D-modeling of terrain and fractal textures of forest vegetation, also simulating natural effects such as snow cover rain and fog, as well as illumination regimes for the scenes of forest territories.

**Keywords:** modeling, forest territories, aerial laser location, digital aerial photography

КОСМИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ, СИСТЕМЫ И ПРОГРАММЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

КОМПЛЕКС МНОГОЗОНАЛЬНОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ  
НА БОРТУ КА “МЕТЕОР-М” № 1: ТРИ ГОДА НА ОРБИТЕ

© 2013 г. Г. А. Аванесов\*, И. В. Полянский, Б. С. Жуков, А. В. Никитин, А. А. Форш

*Институт космических исследований РАН, Москва*

*\*E-mail: genrikh-avanesov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 29.09.2012 г.

Комплекс многозональной спутниковой съемки (КМСС) на КА “Метеор-М” № 1 проводит в течение трех лет съемки территории России и прилегающих стран в трех зонах видимого и ближнего ИК-диапазонов с разрешением 60/120 м в полосе обзора шириной более 900 км. Видеоданные КМСС, дополненные синхронной навигационной информацией, автоматически принимаются, обрабатываются в потоковом режиме, архивируются и каталогизируются на наземных приемных станциях в Москве, Новосибирске и Хабаровске. Полученные материалы используются для решения широкого круга задач землепользования, экологического мониторинга, контроля чрезвычайных ситуаций, оценки ледовой обстановки на морях, реках, озерах и водохранилищах и др. Дальнейшее развитие съемочной аппаратуры оперативного мониторинга ведется в направлении повышения разрешающей способности до 20–30 м при одновременном расширении полосы обзора до 1600–1800 км, что позволит обеспечить межвитковое перекрытие изображений при съемке большей части территории Российской Федерации.

**Ключевые слова:** комплекс многозональной спутниковой съемки, КА “Метеор-М” № 1, оперативный спутниковый мониторинг, землепользование, экологический мониторинг, контроль чрезвычайных ситуаций, оценка ледовой обстановки

DOI: 10.7868/S0205961413020012

ВВЕДЕНИЕ

17 сентября 2009 г. с космодрома Байконур был запущен космический аппарат (КА) “Метеор-М” № 1, разработанный и изготовленный на предприятии ОАО “Научно-производственная корпорация “Космические системы мониторинга, информационно-управляющие и электромеханические комплексы” им. А.Г. Иосифьяна” (ОАО “Корпорация “ВНИИЭМ”). На этом КА среди других научных приборов установлен комплекс многозональной спутниковой съемки (КМСС), который успешно работает уже более трех лет, снимая поверхность Земли в видимом и ближнем ИК-диапазонах спектра электромагнитных волн. Вслед за “Ресурсом-ДК”, “Метеор-М” № 1 стал вторым в истории современной России постоянно действующим КА, предназначенным для съемки земной поверхности в указанных диапазонах.

Для Института космических исследований (ИКИ) РАН создание КМСС стало вторым этапом в накоплении опыта разработки многоспектральных приборов и средств навигационного обеспечения для целей дистанционного зондирования (ДЗ) Земли. Первый был реализован на КА “Метеор-Природа” № 3 в рамках эксперимента

“Фрагмент-2” в 1980 г. (Аванесов, 1981; Аванесов и др., 1981). Напоминание об эксперименте 30-летней давности здесь делается лишь для иллюстрации темпа научно-технического прогресса. Многоспектральное сканирующее устройство “Фрагмент-2” при массе около 250 кг обеспечило наблюдение земной поверхности в четырех зонах спектра в полосе 80 км с разрешением 80 м с высоты 650 км и имело информативность 4 Мбит/с. Аппаратура КМСС при массе чуть более 6 кг позволяет наблюдать земную поверхность в трех зонах спектра в полосе почти 1000 км с разрешением 60 м с высоты 830 км и имеет информативность 60 Мбит/с.

Несмотря на весьма скромные характеристики сканера “Фрагмент-2”, его создание в какой-то степени опередило свое время. Для приема информации в этом эксперименте использовался единственный приемный пункт в Медвежьих озерах. Вычислительных средств обработки больших по тем временам потоков информации еще не существовало, также как и средств архивации и визуализации. На универсальных вычислительных машинах обрабатывались лишь отдельные кадры изображения, что не могло иметь практического значения. Координатная привязка снимков осу-

ществлялась по баллистическим данным и уточнялась вручную операторами по реперным точкам. Однако постановка такого эксперимента в то время все же имела смысл. В нем закладывались методические основы построения современных глобальных систем землеобзора. Эксперимент, продолжавшийся около четырех лет, завершился созданием обширного атласа снимков земной поверхности с примерами их визуально-инструментального и машинного дешифрирования (Дешифрирование ..., 1988). Материалы эксперимента вошли в курсы лекций ряда высших учебных заведений страны.

### ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ, СОСТАВ И ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БОРТОВОГО КОМПЛЕКСА МНОГОЗОНАЛЬНОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ

Возвращаясь во второй половине 90-х годов прошлого века к вопросам создания бортовых съемочных систем наблюдения земной поверхности, ИКИ РАН исходил из накопленного к тому времени опыта разработки съемочных приборов и систем для исследования планет и малых тел солнечной системы. Из большого числа возможных решений для реализации был выбран относительно простой вариант построения многоканальных камер. Три ПЗС-линейки, закрытые индивидуальными светофильтрами, устанавливались параллельно друг другу и перпендикулярно направлению полета в фокальной плоскости широкоугольного объектива. Таким образом, боковые линейки оказывались разнесенными по отношению к центральной вперед и назад по ходу полета. Соответственно построенная по такой схеме камера могла быть в дальнейшем использована как трехзональная при установке различных фильтров или как стереоскопическая – в случае использования одинаковых фильтров.

При очевидной простоте конструкции камеры, ее малых весе и габаритах, проблемным становится вопрос восстановления получаемого с ее помощью изображения, как стереоскопического, так и многозонального, и его координатной привязки. Фактически это можно сделать лишь при условии достаточно точного знания параметров орбитального и углового движения КА на интервале съемки, для чего потребовалось введение в состав бортовой аппаратуры КА комплекса координатно-временного обеспечения (ККВО), выполняющего указанные навигационные измерения. Такой комплекс, созданный ИКИ РАН в кооперации с РКК “Энергия” и Российским институтом радионавигации и времени (РИРВ), получил на борту КА “Метеор-М” № 1 статус экспериментального оборудования.

**Таблица 1.** Основные характеристики камер МСУ-100 и МСУ-50

Параметры	Камера	
	МСУ-100	МСУ-50
Фотоприемники	3 линейных ПЗС	
Число элементов в строке	3 × 7926	
Захват (H = 830 км), км	960 (двумя камерами)	940
Проекция элемента на поверхность (H = 830 км), м	60	120
Спектральные зоны, нм	535–575	370–450
	630–680	450–510
	700–900	580–690
Частота строк, Гц	156.25	
Информационный поток одной камеры, Мбит/с	30.08	
Разрядность изображения, бит	8	
Динамический диапазон ПЗС	5000	
Масса, кг	3.2	2.7
Максимальное энергопотребление, Вт	7	7
Число камер в составе КМСС	2	1

Общая структура взаимодействия КМСС и ККВО, обеспечивающих получение видеоданных и вспомогательной навигационной информации, показана на рис. 1. Данные КМСС и ККВО через бортовую информационную систему (БИС-М) транслируются на наземные приемные пункты Научного центра оперативного мониторинга Земли ОАО “Российские космические системы” (НЦ ОМЗ ОАО РКС) и Научно-исследовательского центра космической гидрометеорологии “Планета” Росгидромета (ФГБУ НИЦ “Планета”), располагающего филиалами в Сибири (Новосибирск) и на Дальнем Востоке (Хабаровск).

В состав КМСС входят три многозональные камеры (МСУ), выполненные в виде отдельных конструктивных блоков: две МСУ-100 и одна МСУ-50. Вследствие ограничений бортовой информационной системы съемка может одновременно вестись только двумя камерами из трех.

Камеры МСУ-100 и МСУ-50 отличаются объективами и набором спектральных каналов. Изначально спектральные зоны чувствительности для камер МСУ-100 выбирались, исходя из решения задач наблюдения земной поверхности, а для МСУ-50 – морской. Внешний вид приборов показан на рис. 2, а их основные характеристики приведены в табл. 1.

Принцип действия МСУ основан на одновременной строчной регистрации с помощью линейных ПЗС-фотоприемников оптического изоб-

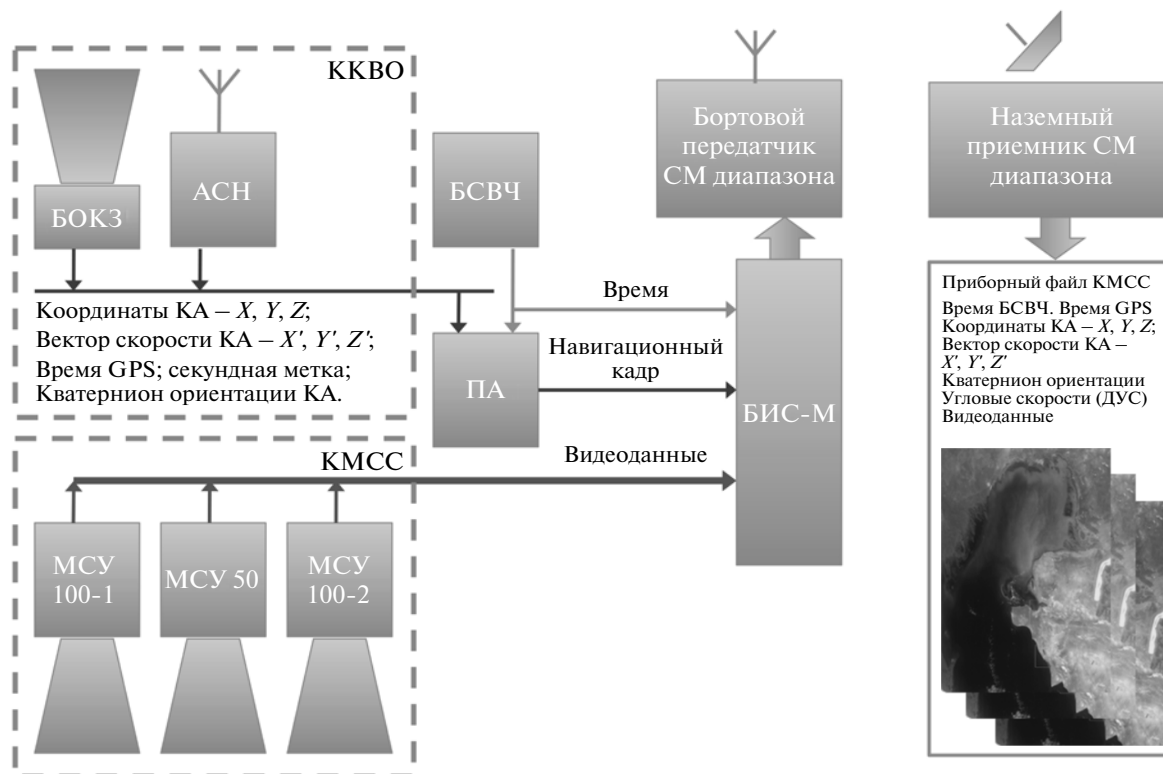


Рис. 1. Структура бортового комплекса КМСС/ККВО на борту КА “Метеор-М” № 1.

ражения, перемещающегося по фокальной плоскости камеры при движении КА по орбите. На рис. 3 приведена геометрическая схема съемки КМСС, поясняющая принцип формирования полосы изображения. Две камеры МСУ-100 установлены на приборную платформу КА таким образом, что их оптические оси отклоняются от вертикальной оси КА на угол  $\pm 14^\circ$  в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты. В результате обеспечива-

ется формирование суммарной полосы обзора МСУ-100, примерно равной полосе обзора прибора МСУ-50 (960 и 940 км соответственно). При этом перекрытие полос обзора двух приборов МСУ-100 составляет примерно 40 км.

Поскольку расстояние между ПЗС-линейками разных спектральных каналов в фокальной плоскости равно 15.24 мм, соответствующие друг другу элементы разрешения на земной поверхности наблюдаются в разных спектральных каналах под разными углами, составляющими в плоскости орбиты  $-16.95^\circ$ ,  $0^\circ$  и  $+16.95^\circ$  для МСУ-50 и  $-8.67^\circ$ ,  $0^\circ$  и  $+8.67^\circ$  для МСУ-100, и с временной задержкой между ближайшими каналами 38.9 и 19.4 с соответственно.

В состав ККВО входят звездный датчик БОКЗ-М, измеряющий ориентацию КА, и автономная системы навигации АСН-М-М, измеряющая время, координаты и линейную скорость КА на орбите. Кроме этих приборов в формировании выходной информации ККВО задействованы штатные датчики угловых скоростей (ДУС) и специализированный прибор – периферийный адаптер (ПА), формирующий выходной навигационный кадр. Внешний вид БОКЗ-М показан на рис. 4, АСН-М-М – на рис. 5, а их основные параметры приведены в табл. 2. Экспериментальный комплекс ККВО установлен на борту КА “Метеор-М” № 1 в нерезервированной комплек-

Таблица 2. Основные характеристики ККВО

Параметры	Значение
Точность определения ориентации оптической оси БОКЗ-М ( $1\sigma$ ), с	2
Точность определения ориентации БОКЗ-М вокруг оптической оси ( $1\sigma$ ), с	20
Период определения ориентации, с	3
Точность определения местоположения ( $1\sigma$ ), м	15
Точность определения скорости ( $1\sigma$ ), м/с	0.03
Период определения местоположения, с	1
Масса БОКЗ-М, кг	4
Масса АСН-М-М, кг	4.5
Энергопотребление БОКЗ-М, Вт	11
Энергопотребление АСН-М-М, Вт	16



Рис. 2. Внешний вид камер КМСС: слева – МСУ-100; справа – МСУ-50.

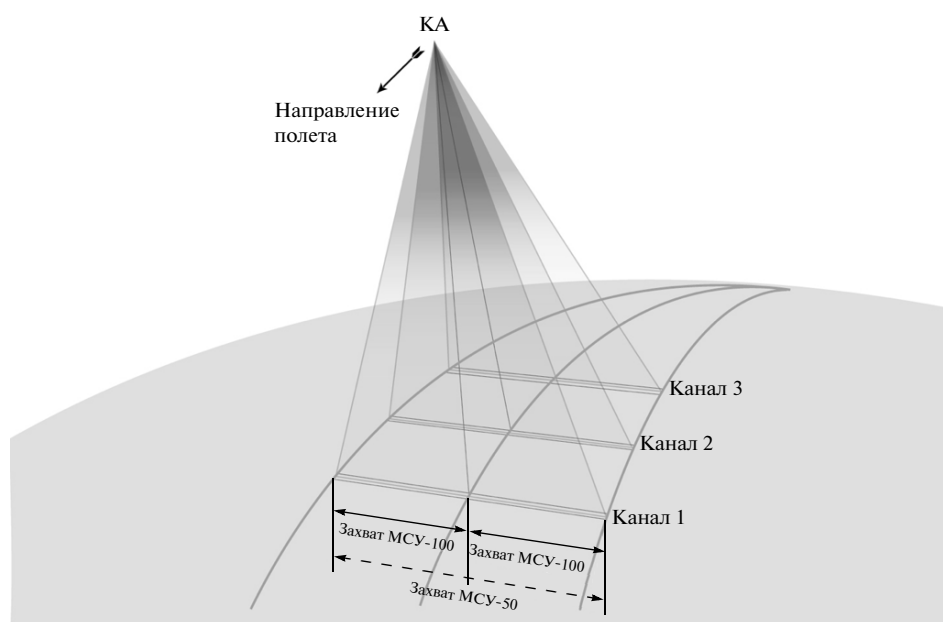


Рис. 3. Схема съемки земной поверхности аппаратурой КМСС.

тации: один прибор БОКЗ-М и один прибор АСН-М-М.

КМСС и ККВО своевременно прошли полный цикл наземной обработки, включая геометрическую и радиометрическую калибровку (Ваваев и др., 2009; Никитин и др., 2011). Результаты

наземных калибровок КМСС периодически проверяются в полете и при необходимости вносятся коррективы в калибровочные файлы, используемые при коррекции видеоданных.

Полетная геометрическая калибровка камер проводится путем определения направляющих



Рис. 4. Звездный датчик БОКЗ-М.

косинусов всех элементов линейных ПЗС в каждом канале с использованием элементов внешнего ориентирования и координат опорных точек на изображении и на имеющихся картографических материалах (Никитин и др., 2011). Среднеквадратическая ошибка геометрической калибровки составляет около одного пиксела и соответствует ошибке измерения ориентации прибором БОКЗ-М вокруг оптической оси. С такой же точностью совмещаются зональные изображения при цветовом синтезе. Ошибка геореференцирования (координатной привязки данных КМСС) достигает 1–2 км в основном из-за погрешности привязки видеоданных к сетке времени и дрейфа оптических осей приборов звездной ориентации и камер МСУ по причине температурных деформаций конструкции платформы КА. Следует отметить, что на следующем КА “Метеор-М” № 2 привязка видеоданных КМСС к сетке времени будет производиться на аппаратном уровне, что, надеемся, позволит довести точность геореференцирования примерно до одного пиксела.

Проверка радиометрической калибровки КМСС в полете проводится с использованием данных подспутниковых измерений коэффициента спектральной яркости тестовых участков, а также путем кросс-калибровки со съемочной системой МСУ-МР, которая также установлена на КА “Метеор-М” № 1, и со спектрорадиометром MODIS на КА Terra (Жуков и др., 2012), в результате чего обеспечивается точность абсолютных яркостных измерений КМСС на уровне 6–7%.

#### ОБРАБОТКА ДАННЫХ КОМПЛЕКСА КМСС/ККВО

Вскоре после запуска КА “Метеор-М” № 1 на приемных пунктах НЦ ОМЗ и НИЦ “Планета” были налажены автоматический прием, потоковая обработка, архивирование и каталогизация данных, что позволило обеспечить периодическое покрытие всей территории России и прилегающих стран материалами съемки, пригодными для использования в интересах решения широкого круга задач землепользования, экологического мониторинга, контроля чрезвычайных ситуаций, оценки ледовой обстановки на морях, реках, озерах и водохранилищах.

Рассмотрим для примера процедуру предварительной обработки видеоданных КМСС, разработанную в ИКИ РАН и реализованную в НЦ ОМЗ.

Принятая информация КМСС поступает на станцию приема НЦ ОМЗ и затем на сервер предварительной обработки, где осуществляется выделение данных КМСС из общего потока и формирование следующих файлов:

- приборный файл, содержащий строки упакованных данных КМСС;
- файл данных ККВО;
- файл заголовка (метаданные), содержащий в себе всю информацию о сеансе измерений.

На первом этапе обработки по данным ККВО формируется навигационный файл, который содержит информацию об элементах внешнего ориентирования камер КМСС (координаты центра проектирования в системе координат WGS-84 и матрица перехода от связанной системы координат камеры к гринвичской системе координат WGS-84) в момент получения каждой строки изображения. Определение элементов внешнего ориентирования в момент съемки каждой строки камер КМСС проводится путем сглаживания координатных данных по шкале GPS и трех углов, определяющих матрицу перехода от связанной к гринвичской системе координат, в скользящем окне с размером, равным десяти измерениям, и их аппроксимации полиномами второй степени по времени.

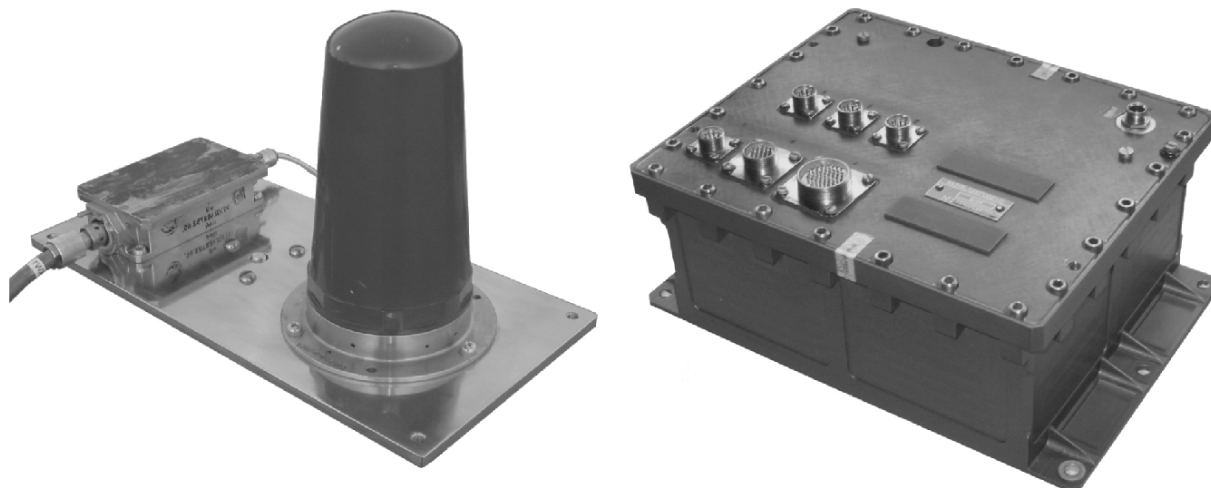


Рис. 5. Блоки АСН-М-М: слева — антенное устройство с усилителем; справа — блок навигационных модулей.

Далее с использованием навигационного файла проводится предварительная обработка данных КМСС, которая включает (рис. 6):

1) разбиение видеоданных на кадры, радиометрическую коррекцию и создание зональных изображений;

2) временную и географическую привязку зональных изображений с использованием информации о положении и ориентации КА из навигационного файла;

3) геометрическое совмещение зональных изображений на заданной картографической проекции с учетом влияния рельефа и атмосферную коррекцию по заданной модели атмосферы.

После предварительной обработки видеоданные КМСС архивируются и передаются пользователям для тематической обработки.

#### ПРИМЕРЫ ПОЛУЧАЕМЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

На рис. 7 представлено одно из самых первых изображений, полученное камерой МСУ-100 на борту КА “Метеор-М” — район г. Актау, Казахстан, на восточном берегу Каспийского моря. Показанный в правом углу увеличенный фрагмент изображения аэропорта позволяет судить о реальном пространственном разрешении изображения. Взлетно-посадочная полоса аэропорта имеет ширину несколько десятков метров, т.е. близкую к размеру пиксела камеры МСУ-100.

На рис. 8–11 (см. на цветных вклейках) приведены примеры цветосинтезированных изображений, полученных камерами МСУ-100. При этом канал 700–900 нм кодирован красным цветом, канал 630–680 нм — зеленым, а канал 535–575 нм — синим.

Снимок дельты р. Нил (рис. 8) иллюстрирует сильный цветовой контраст между зеленой растительностью вблизи реки, которая при указанном цветокодировании выглядит красной, и окружающими засушливыми пустынными районами, которые выглядят желто-зелеными. Увеличенный фрагмент, показывающий Суэцкий канал, городские кварталы и порт г. Порт-Саид (Египет), позволяет судить о разрешении снимка.

Снимок о. Балхаш (рис. 9), где “зеленый” канал кодирован синим цветом, показывает увеличение в этом канале яркости воды в западной части озера и в районе п-ва Сарыесик, которая свидетельствует об увеличении мутности воды. На этом же снимке желто-зеленым цветом опять выделяются пустынные районы к востоку от озера.

Возможность контроля ледовой обстановки в морях и океанах иллюстрирует снимок акватории о-ва Врангеля (рис. 10).

В левой части снимка Якутии (рис. 11) хорошо видны дымы пожаров, отображающиеся голубоватой дымкой (вследствие увеличения яркости дыма при уменьшении длины волны), а в правой — ледники в горах.

Опыт практического применения показал, что изображения МСУ-50 имели меньший спрос у пользователей, чем изображения МСУ-100, вероятно, вследствие их более низкого разрешения и специфического набора спектральных зон. Поэтому обычно съемка проводится двумя камерами МСУ-100, покрывающими ту же полосу обзора, но с более высоким разрешением.

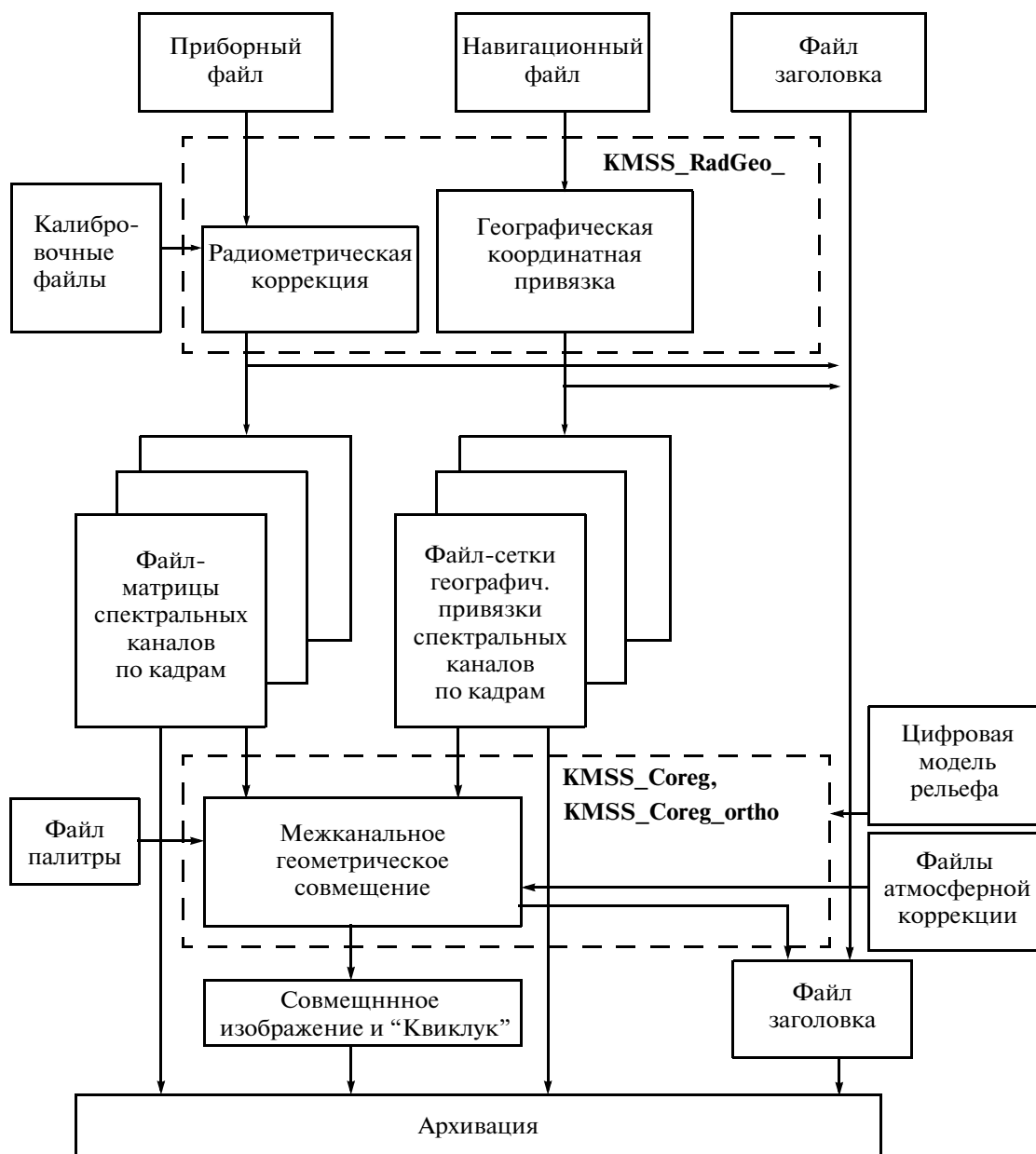


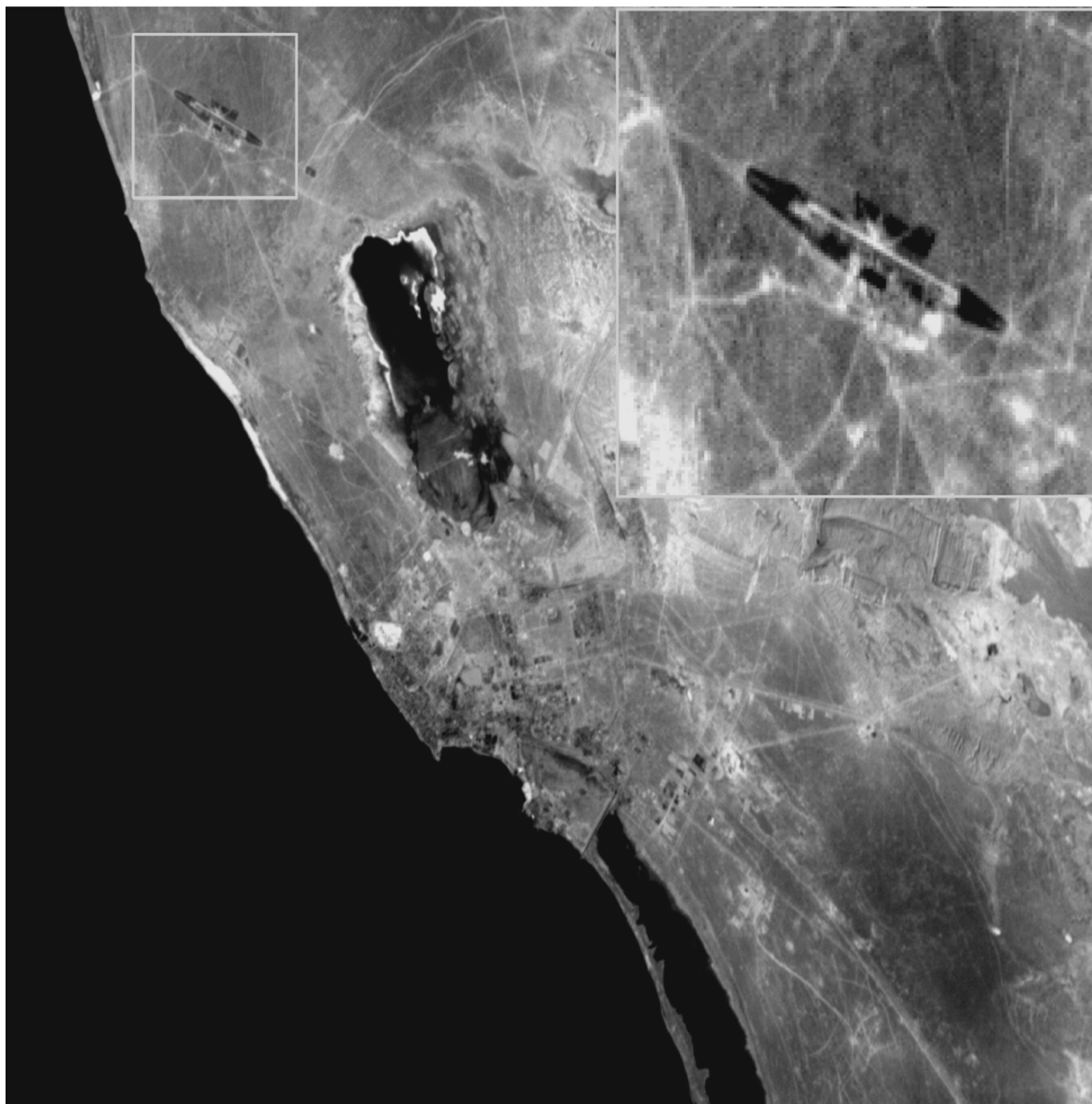
Рис. 6. Схема предварительной обработки и коррекции данных КМСС.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ОЦЕНКА ПОЛУЧЕННОГО ОПЫТА И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ КМСС

Оценивая с объективных позиций результаты разработки КМСС и трехлетний опыт его эксплуатации совместно с ККВО на борту КА «Метеор-М» № 1, можно констатировать, что созданные приборы полностью соответствуют характеристикам, указанным в техническом задании. Решая мониторинговые задачи, они надежно функционируют на борту КА, а получаемая с их помощью информация находит практическое применение в ряде областей хозяйственной деятельности во

многом благодаря высокому уровню автоматизации процессов синтеза многозональных изображений и координатной привязки снимков.

Цветосинтезированные снимки земной поверхности с нанесенной на них координатной сеткой, предназначенные для визуального анализа («квиклук»), а также геометрически- и радиометрически-скорректированные многозональные изображения, пригодные для цифровой обработки, формируются на пунктах приема данных с незначительной задержкой по времени. Создание и внедрение такой технологии было для ИКИ РАН и ВНИИЭМ одной из побудительных причин для постановки подобного эксперимента.



**Рис. 7.** Снимок района г. Актау, Казахстан, полученный 2 октября 2009 г. камерой МСУ-100 (канал 630–670 нм); в углу справа показан увеличенный фрагмент района аэропорта.

Вместе с тем следует заметить, что сроки реализации эксперимента сильно затянулись. Облик КМСС и ККВО в существующем ныне виде сформировался в середине 90-х годов прошлого века. Тогда предполагалось, что эксперимент удастся осуществить весьма скоро, никак не позднее 2000–2002 гг. Но жизнь внесла в эти планы свои коррективы. Сегодня на борту метеорологического КА должна была бы устанавливаться съемочная аппаратура с существенно иными параметрами, не говоря уже о том, что координатно-временное обеспечение необходимо использовать при наземной обработке для всех измерительных средств бортового комплекса. Однако, к сожалению,

КМСС для следующего КА “Метеор-М” № 2 изготовлен уже четыре года назад. Это значит, что потребители еще несколько лет будут вынуждены пользоваться прежним видом видеoinформации, правда, с улучшенной точностью географической привязки изображений. Обстановка изменится к лучшему только на следующем КА “Метеор-М” № 2-1, где комплекс КМСС-2 будет принципиально модернизирован. В новых камерах, получивших название МСУ-100ТМ, будет установлена оптическая призматическая спектроделительная система, что позволит одновременно получать изображения одних и тех же участков земной поверхности в разных каналах и благодаря этому

обеспечить синтез многозональных изображений прямо на борту. Но и это не превратит КМСС в метеорологический комплекс.

Типичным требованием к метеорологическим съемочным системам на полярных КА является глобальный обзор поверхности Земли с разрешением порядка 1 км. Подобные системы существуют как в России (например, МСУ-МР на КА “Метеор-М”), так и за рубежом (радиометры AVHRR на КА серии NOAA, спектрорадиометры MODIS на КА Terra и Aqua). Наиболее совершенными из современных метеорологических съемочных систем этого типа являются спектрорадиометры MODIS, имеющие при полосе обзора 2200 км разрешение 1 км в 36-ти каналах, которые покрывают широкий спектральный диапазон - от видимого до ИК-теплого.

Несмотря на то что в сочетании с очень широкой полосой захвата MODIS имеет также два канала с разрешением 250 м в красном и ближнем ИК-диапазонах, чувствительных к состоянию растительности, а также несколько каналов с разрешением 500 м для зондирования водных объектов, получаемые изображения не применимы для решения многих задач мониторинга поверхности суши, ледовой обстановки и других задач, когда требуется на порядок лучшее разрешение.

Отметим, что в условиях доступности метеорологической информации от зарубежных КА, и в частности данных MODIS, заинтересованность отечественных заказчиков в создании подобных приборов в России не наблюдается.

Для мониторинговых систем важно сочетание достаточно высокого пространственного разрешения с большой полосой обзора, обеспечивающей высокую периодичность съемки, которая необходима, например, при контроле состояния растительности, ледовой обстановки и особенно катастрофических ситуаций. В существующих системах, в том числе и зарубежных, вследствие того, что то и другое трудно обеспечить одновременно, приоритет обычно отдается повышению пространственного разрешения в ущерб полосе захвата, а периодичность съемки обеспечивается запуском нескольких КА на разнесенных во времени точках одной орбиты. Такое решение оправдано при условии возможности построения качественных, надежных и недорогих спутниковых платформ, что в наших условиях остается пока неразрешимой задачей.

Из всех стран мира задачи оперативного мониторинга наиболее актуальны для России, обладающей огромными малонаселенными территориями, которые просто невозможно контролировать иными средствами, кроме средств ДЗ.

С самого начала КМСС замышлялся как мониторинговый комплекс, в котором широкий захват земной поверхности сочетается с относитель-

но высоким разрешением. Вместе с тем ширина полосы обзора в 960 км мала для глобального покрытия, а разрешающая способность в 60 м недостаточна для анализа происходящих на земной поверхности событий.

Понимая важность этой проблемы, дальнейшее развитие аппаратуры оперативного мониторинга, которая будет занимать ту же нишу, что и КМСС, ведется в направлении повышения разрешающей способности до 20–30 м при одновременном расширении полосы обзора до 1600–1800 км, чтобы обеспечить межвитковое перекрытие изображений хотя бы на уровне средних и высоких широт земного шара, где и располагается большая часть территории Российской Федерации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аванесов Г.А.* Экспериментальный информационно-измерительный комплекс на основе многозональной сканирующей системы “Фрагмент” // Исслед. Земли из космоса. 1981. № 5. С. 40–44.

*Аванесов Г.А., Глазков В.Д., Зиман Я.Л. и др.* Многозональная сканирующая система “Фрагмент” // Исслед. Земли из космоса. 1981. № 5. С. 45–56.

*Ваваев В.А., Василейский А.С., Жуков Б.С., Жуков С.Б., Куркина А.Н., Полянский И.В.* Наземная калибровка камер КМСС для КА “Метеор-М” № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2009. Вып. 6. Т. 1. С. 251–258.

Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков. Сканирующая система “Фрагмент”. Методика и результаты. Берлин: Академии-Ферлаг, М.: Наука, 1988.

*Жуков Б.С., Полянский И.В., Куревлева Т.Г., Пермитина Л.И., Гектин Ю.М., Цветкова И.П., Попов М.А., Станкевич С.А., Дугин С.С.* Полетная абсолютная радиометрическая калибровка комплекса многозональной спутниковой съемки на КА “Метеор-М” № 1 // Тез. 3-й Всерос. научн.-техн. конф. “Современные проблемы определения ориентации и навигации космических аппаратов”. 10–13 сентября 2012 г., Таруса, Россия. С. 45.

*Никитин А.В., Дунаев Б.С., Кондратьева Т.В., Полянский И.В.* Определение геометрических параметров многозональных сканирующих устройств МСУ-100, МСУ-50 на лабораторном стенде и в условиях полета космического аппарата “Метеор-М” // Сб. тр. 2-й Всерос. научн.-техн. конф. “Современные проблемы определения ориентации и навигации космических аппаратов”. 13–16 сентября 2010 г., Таруса, Россия. М.: ИКИ РАН, 2011. С. 330–337.

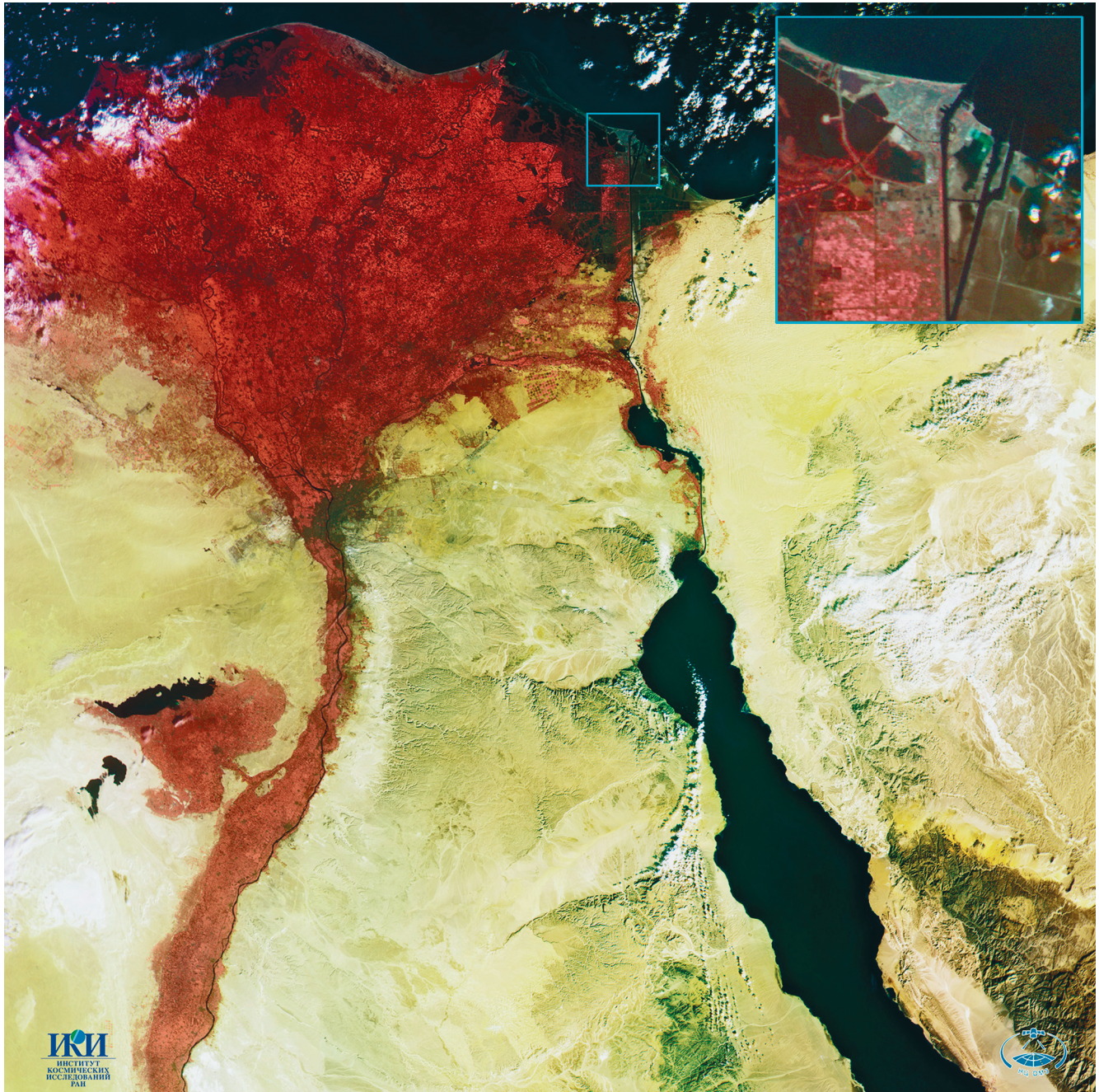
## Multispectral Satellite Imaging System on-board “Meteor-M” No. 1: Three Years in Orbit

G. A. Avanesov, I. V. Polyansky, B. S. Zhukov, A. V. Nikitin, A. A. Forsh

*Space Research Institute, Moscow*

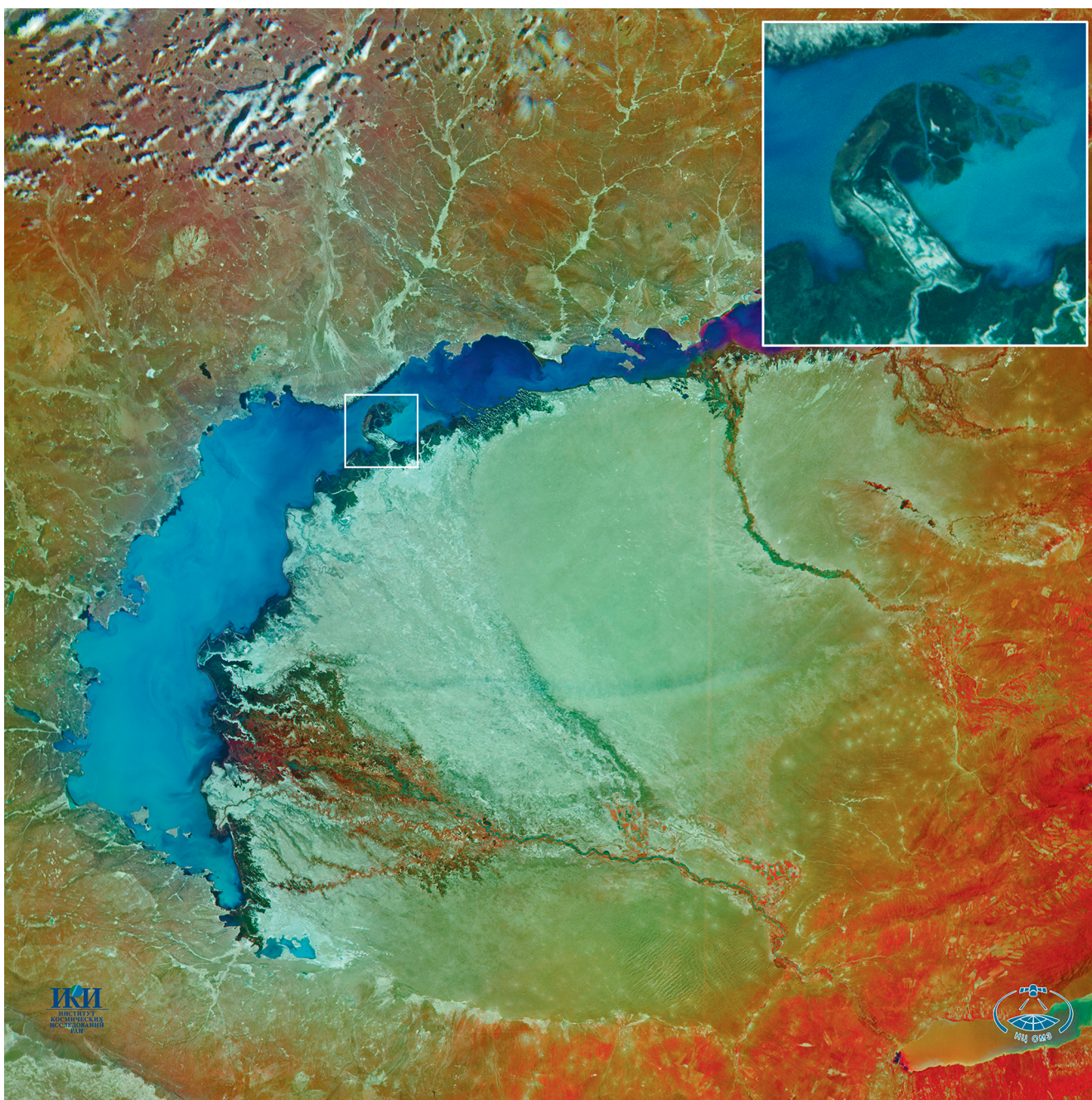
Multispectral satellite imaging system KMSS on-board “Meteor-M” No. 1 satellite surveys for more than 3 years the territory of Russia and neighboring countries in three bands of the visible and near IR spectral ranges with a resolution of 60/120 m in a swath of more than 900 km. The KMSS data supported by synchronous navigational information is automatically received, pipeline-processed, archived and cataloged at on-ground receiving stations in Moscow, Novosibirsk and Khabarovsk. The data are used for a wide range of applications in land use, ecological and emergency monitoring, sea-, river- and lake ice situation assessment, et al. Further development of the imaging systems for operational monitoring is aimed at achieving a resolution of 20–30 m in a swath of 1600–1800 km, providing a complete daily coverage of the most part of the territory of Russia.

**Keywords:** multispectral satellite imaging system KMSS, “Meteor-M” No. 1, operational satellite monitoring, land use, ecological and emergency monitoring, estimation of ice condition



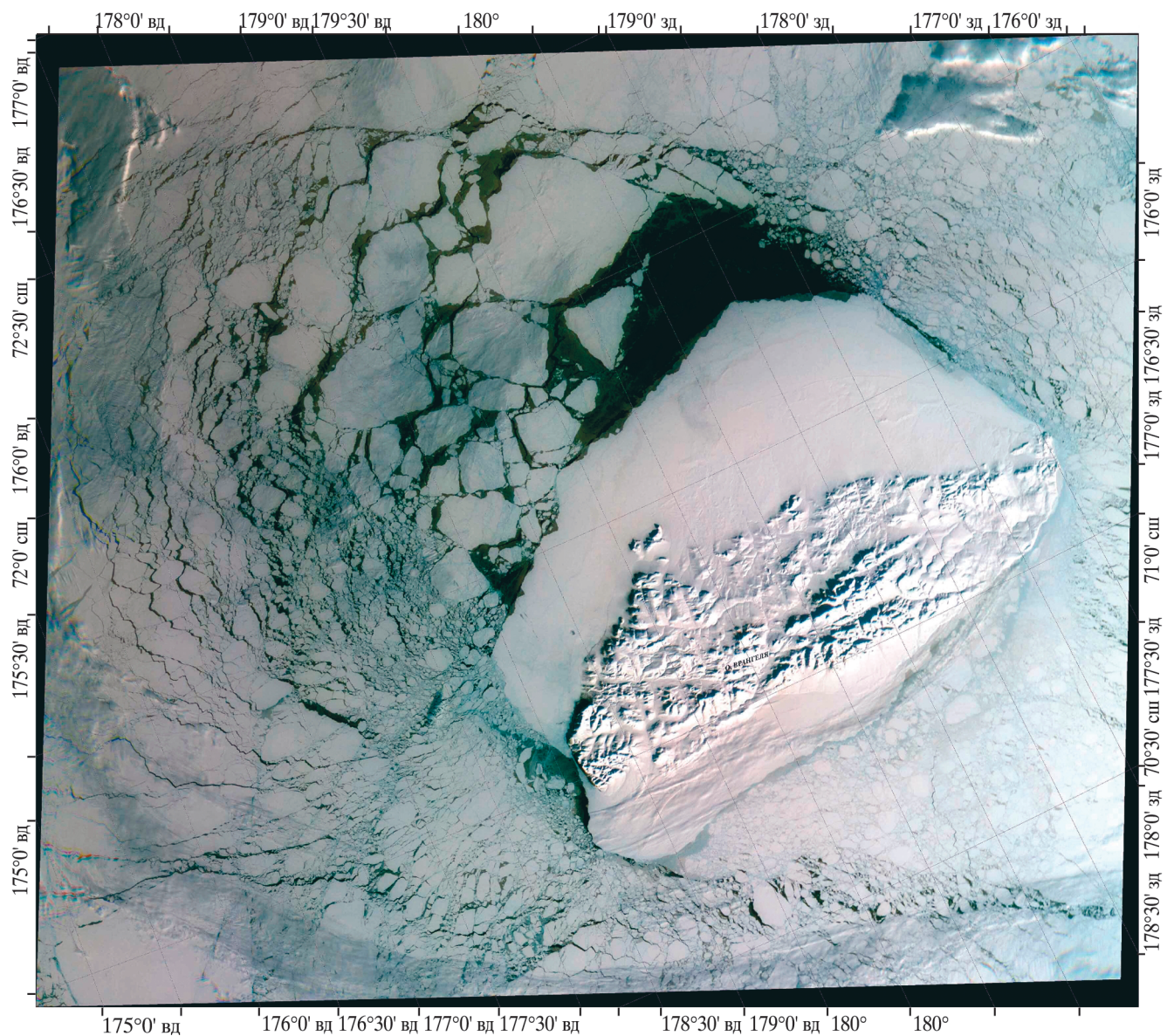
**Рис. 8.** Цветосинтезированное изображение дельты Нила, полученное 30 ноября 2009 г. камерой МСУ-100; в углу справа показан увеличенный фрагмент района г. Порт-Саид, Египет (обработка ИЦ ОМЗ).





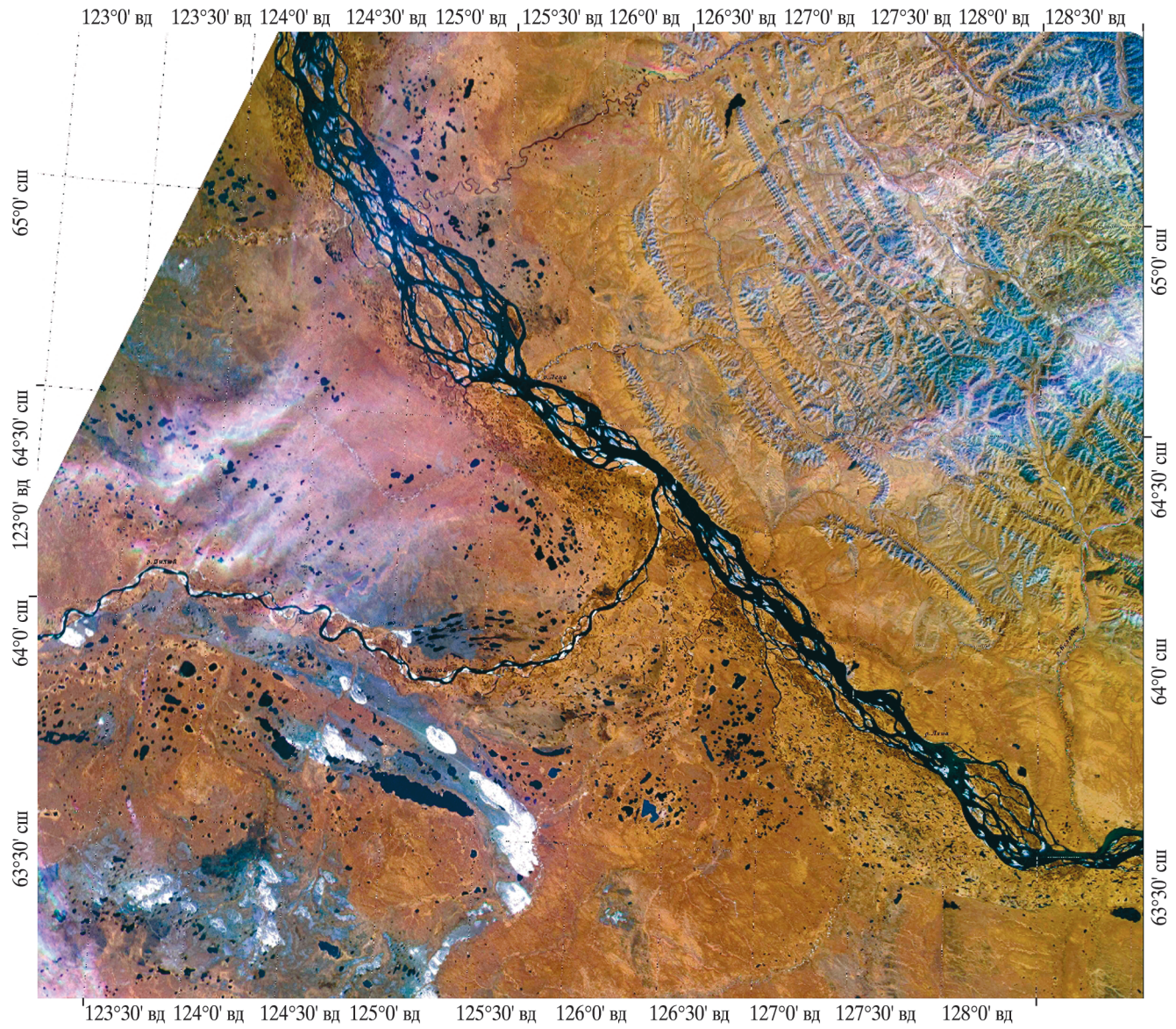
**Рис. 9.** Цветосинтезированное изображение оз. Балхаш, полученное 13 мая 2010 г. камерой МСУ-100; в углу справа показан увеличенный фрагмент с п-овом Сарысик (обработка ИЦ ОМЗ).





**Рис. 10.** Цветосинтезированное изображение ледовой обстановки вокруг о-ва Врангеля, полученное 9 марта 2011 г. камерой МСУ-100 (обработка НИЦ “Планета”).





**Рис. 11.** Цветосинтезированное изображение пожаров в Якутии, полученное 2 июля 2012 г. камерой МСУ-100 (обработка Дальневосточного центра НИЦ “Планета”).



## АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА / ПОД РЕД. АКАДЕМИКА В. Г. БОНДУРА. М.: НАУЧНЫЙ МИР, 2012. 558 С.: ИЛ. + 52 С. ЦВ. ИЛ.

DOI: 10.7868/S0205961413020097

Российская Федерация располагает крупнейшими разведанными запасами природного газа и нефти, а также мощной производственной инфраструктурой для добычи, переработки и транспортировки углеводородного сырья потребителям. Для обеспечения эффективного функционирования объектов нефтегазовой отрасли необходимо применение инновационных технологий, позволяющих осуществлять постоянный мониторинг состояния как объектов нефтегазового комплекса, так и природных компонентов окружающей среды в процессе эксплуатации данных объектов. При этом перспективным направлением является использование современных методов и средств аэрокосмического мониторинга, которые позволяют обеспечить решение множества задач нефтегазовой отрасли. В связи с этим выход монографии «Аэрокосмический мониторинг объектов нефтегазового комплекса» под редакцией академика В.Г. Бондура является актуальным и своевременным.

В монографии формируются и описываются подходы к решению как фундаментальных научных проблем, связанных с развитием и применением методов аэрокосмического мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса, так и способы решения различных практических задач нефтегазовой отрасли. В книге ищутся ответы на следующие вопросы:

– какие аэрокосмические методы и технологии необходимо использовать для поиска, разведки, разработки и обустройства месторождений нефти и газа, а также для оценки состояния объектов нефтегазового комплекса?

– какие общесистемные принципы и технические средства целесообразно применять для аэрокосмического мониторинга нефтегазоносных территорий, в том числе труднодоступных регионов Арктики и крайнего Севера?

– как эффективно применять методы обработки аэрокосмической информации и геоинформационное обеспечение для решения задач нефтегазовой отрасли с учетом их информационного содержания и стоимости?

Материал книги изложен в *семи главах*, подготовленных известными учеными различных стран.

В *первой главе* «Возможности современных аэрокосмических методов и технологий для мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса» проанализированы современное состояние и тенденции развития методов дистанционного зондирования (ДЗ) и приведена классификация задач нефтегазовой отрасли, которые могут решаться с их помощью. Описаны основные информативные параметры среды, регистрируемые с космических и воздушных носителей, для поиска и разведки месторождений нефти и

газа, оценки перспективности территорий на наличие углеводородов, анализа состояния и влияния объектов нефтегазового комплекса на окружающую среду.

Во *второй главе* «Исследование геологического строения нефтегазоносных территорий на основе аэрокосмических данных» анализируются возможности исследования геодинамики, разломно-блокового строения, линеаментной сети, кольцевых структур и глубинной тектоники нефтегазоносных бассейнов, а также критерии прогнозирования тектонической трещиноватости карбонатных отложений и нефтегазоносности различных регионов с использованием данных ДЗ. Проанализированы особенности глубинного строения, состав, эволюция и генезис углеводородов в земной коре. Описаны особенности и геологическая природа радиоактивного поля по данным аэро- и наземных гамма-съемок на примере Куринской впадины.

В *третьей главе* «Поиск и разведка месторождений нефти и газа на суше с использованием аэрокосмических методов и технологий» особое внимание уделено комплексированию аэрокосмических, гравимагнитометрических и геоморфологических методов для повышения эффективности поиска и разведки углеводородных залежей на различных нефтегазоносных территориях. Продемонстрированы возможности использования космических радиолокационных методов для мониторинга нефтегазоносных территорий. Рассмотрено использование красной зоны спектра электромагнитных волн как информативного параметра при поиске нефти и газа. Проанализированы экономические аспекты применения методов ДЗ в комплексе геологоразведочных работ на нефть и газ.

В *четвертой главе* «Использование аэрокосмических методов и технологий мониторинга при поиске, добыче и транспортировке углеводородов в морских акваториях и прибрежных зонах» проанализированы возможности использования аэрокосмических методов и технологий для поиска углеводородов путем регистрации естественных нефтегазопроявлений на морской поверхности за счет просачивания миграционных потоков углеводородов по разломам и трещинам нефтегазоносных структур морского дна. Рассмотрены различные методы экологического мониторинга районов добычи и транспортировки углеводородов на шельфе на примере акваторий Черного и Каспийского морей, а также исследования нефтегазопроявления в различных акваториях и на озере Байкал. На основании результатов обработки космической информации проанализированы последствия аварии на нефтяной платформе British Petroleum в Мексиканском заливе.

В *пятой главе* «Аэрокосмические методы и технологии для мониторинга окружающей среды и опасных

природно-техногенных процессов при добыче и транспортировке углеводородов” рассмотрены экологические проблемы арктических регионов, связанные с добычей и транспортировкой углеводородов, а также способы их решения с использованием результатов космического мониторинга. Описаны вопросы паспортизации территорий на основе аэрокосмических данных для обеспечения экологической безопасности объектов нефтегазового комплекса. Продемонстрирована возможность использования аэрокосмической информации при эколого-экономической оценке последствий загрязнения окружающей среды в процессе функционирования нефтегазового комплекса.

В *шестой главе* “Методы и технологии обработки и интерпретации аэрокосмических данных при мониторинге объектов нефтегазового комплекса” рассмотрена методика картирования границ залежей углеводородов с использованием аэрокосмической информации. Продемонстрированы примеры обработки различных типов аэрокосмических данных, полученных при изучении нефтегазоносных районов, поиске залежей углеводородов, а также при экологическом мониторинге объектов нефтегазового комплекса.

В *седьмой главе* “Новые методы, аппаратура и системы аэрокосмического мониторинга для решения задач нефтегазового комплекса” рассмотрены различные системы и технические средства, предназначенные для инженерных изысканий и мониторинга магистральных нефте-, газо- и продуктопроводов. Описаны

новые аэрокосмические методы и аппаратура для мониторинга геологической среды и объектов нефтегазового комплекса, в том числе: активные методы, основанные на использовании потоков элементарных частиц; лазерные, радиолокационные, тепловизионные и другие методы и средства ДЗ. Проанализированы существующие и перспективные системы сбора и хранения данных, формируемых при аэрокосмическом, наземном и подземном мониторинге нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса.

Монография хорошо иллюстрирована. В ней содержатся, в том числе, цветные вклейки, значительно упрощающие восприятие сложного материала. Она имеет подробные списки литературы, содержащие ссылки на работы как отечественных, так и зарубежных исследователей.

Книга, несомненно, привлечет внимание специалистов в области мониторинга окружающей среды, аэрокосмических исследований, экологического мониторинга, поиска и разведки месторождений нефти и газа, геологии, геофизики, геоэкологии, географии, геоинформатики, а также будет полезна аспирантам, магистрантам и студентам, обучающимся по этим направлениям.

*Н.С. Касимов,  
декан Географического ф-та МГУ  
им. М.В. Ломоносова, академик РАН*

## НАЗЕМНО-КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ В АРКТИКЕ

© 2013 г. В. В. Симаков, Л. А. Ведешин, А. Д. Зеркаль

DOI: 10.7868/S0205961413020127

По сообщению Всемирной метеорологической организации, площадь льда в Арктике достигла исторического минимума за все тридцать лет измерений из космоса. В последние годы наблюдения за ледовой обстановкой осуществлялись с помощью отечественных и зарубежных космических систем “Метеор”, “Ресурс”, NOAA, EOS (Terра, Aqua), с использованием аппаратуры видимого и ИК-диапазонов, спутников RADARSAT и ENVISAT, обладающих радиолокационными системами, а также систем, установленных на спутниках DMSP, работающих в микроволновом диапазоне.

В соответствии с Федеральной космической программой России до 2015 г. (ФКП-2015) запланировано развитие отечественной космической системы наблюдения Земли, в том числе создание постоянно действующей группировки оперативных метеорологических спутников в составе двух геостационарных космических аппаратов (КА) серии “Электро” и трех полярно-орбитальных КА серии “Метеор” (включая специализированный спутник океанографического назначения). На основании этой программы уже запущены спутники “Метеор-М” (2011 г.), “Электро” (2012 г.) и “Канопус” (2012 г.) и планируется запуск космической системы “Ресурс-П”.

В настоящее время осуществляется разработка уникальной многоцелевой космической системы (МКС) “Арктика” – системы спутников на высокоэллиптических орбитах, предназначенных для мониторинга полярных районов. Следует отметить, что арктический регион недоступен для наблюдений с помощью спутников международной метеорологической системы, функционирующей на геостационарных орбитах. Зона качественного наблюдения полярных районов с геостационарных орбит ограничивается зенитным углом  $70^\circ$ , что соответствует широте  $60^\circ$ . Каналы связи геостационарных спутников не могут обеспечивать качественный прием данных с дрейфующих полярных станций, морских буев и гидрометеостанций и предоставлять информацию морским судам для прохода по Северному морскому пути. МКС “Арктика” разрабатывается для получения гидрометеорологической информации (скорости и направления ветра, параметров облачности,

осадков, ледовой обстановки и др.) в арктическом регионе с целью прогнозирования погоды, обеспечения безопасности полетов авиации, навигации по Севморпути, контроля чрезвычайных ситуаций, сбора и ретрансляции информации с наблюдательных платформ наземного, морского и воздушного базирования. Начало эксплуатации системы МКС “Арктика” планируется в 2014–2015 гг.

Помимо космического мониторинга важным и актуальным является наземный мониторинг ледовой обстановки в Арктике, причем как морских льдов Северного Ледовитого океана, так и пресных льдов северных рек, озер и вечной мерзлоты. Основным методом определения толщины льда является подповерхностная радиолокация, как правило, с использованием импульсных широкополосных сигналов, обеспечивающих высокую разрешающую способность и точность измерений. Георадары, использующие данные методы, могут устанавливаться как стационарно на ледоколах, буровых платформах, так и иметь портативное исполнение и применяться операторами в ручном режиме, устанавливаться на транспортные средства (автомобили, снегоходы) и на маловысотные (до 5 м) беспилотные летательные аппараты.

Одним из примеров перспективных разработок в данной области является контрольно-индикационный прибор “Пикор-Лед” производства ОАО “ФПК “Эстра” (рис. 1).

Данный прибор предназначен для бесконтактного оперативного определения толщины и структуры льда в точке или по трассе движения в режиме реального времени, а также для построения профиля ледового покрова вдоль маршрута движения людей и транспорта, на ледовых переправах и автозимниках. Используемое программное обеспечение обработки сигналов позволяет автоматически по радарограмме вычислять разницу между границами сред воздух–снег–лед–вода и определять толщины данных слоев, а также в реальном времени наблюдать структуру льда с определением промоин, водных прослоек, трещин. Прибор позволяет определять толщину льда до 2 м с точностью до 1–2 см, является автоном-



Рис. 1. Внешний вид контрольно-индикационного прибора «Пикор-Лед».



Рис. 2. Пример использования контрольно-индикационного прибора «Пикор-Лед».

ным (срок работы от батареи не менее 4 ч), легким и компактным (масса 1.5 кг) (рис. 2).

Прибор «Пикор-Лед» прошел испытания на нескольких поисково-спасательных станциях МЧС г. Москвы и Московской обл., а также на действующей ледовой переправе в с. Ванавара Красноярского края. В настоящее время прибор серийно поставляется в органы МЧС, Росавтодора, Росгидромета, а также в организации, занимающиеся строительством и эксплуатацией ледовых переправ и автозимников в регионах Крайнего Севера и Сибири. Аппаратура «Пикор-Лед»

использовалась в составе научного оборудования во время высокоширотной морской экспедиции «Арктика-2012», организованной Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) Росгидромета в сентябре—октябре 2012 г. Информация о работе прибора докладывалась на российско-казахском семинаре по программе «Многоуровневый геомониторинг в целях обеспечения безопасности и устойчивого развития Каспийского региона» в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН в октябре 2012 г. и вызвала большой интерес специалистов.

**XXIV МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ  
“МОРСКИЕ БЕРЕГА – ЭВОЛЮЦИЯ, ЭКОЛОГИЯ,  
ЭКОНОМИКА”, г. ТУАПСЕ, 1–6 ОКТЯБРЯ 2012 г.**

© 2013 г. В. В. Мелентьев<sup>1\*</sup>, М. Б. Шилин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Государственный университет аэрокосмического приборостроения (ГУАП),  
Международный Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Санкт-Петербург

<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

\*E-mail: vladimir.melentyev@niersc.spb.ru

Поступила в редакцию 16.11.2012 г.

DOI: 10.7868/S0205961413020073

XXIV Международная конференция “Морские берега – эволюция, экология, экономика” была организована Рабочей группой “Морские берега” (РГМБ) Совета РАН по проблемам Мирового океана совместно с Российским государственным гидрометеорологическим университетом (РГГМУ). Конференция проводилась на базе Туапсинского филиала РГГМУ и была посвящена 60-летию основания РГМБ. Идея создания в 1952 г. рабочей группы “Морские берега” как общенационального исследовательского центра, деятельность которого направлена на развитие учения о морских берегах, на оптимизацию инженерных проектных решений в береговой зоне и гармонизацию их практической реализации, принадлежит выдающемуся российскому ученому геоморфологу проф. В.П. Зенковичу. Важнейшими задачами РГМБ являются научно-методическое руководство и координация научно-прикладных исследований, проводимых в береговых зонах, вовлекаемых в промышленное освоение и для рекреационных нужд, и их многоцелевой многоуровневый геоэкологический мониторинг.

В работе XXIV Международной Береговой конференции приняло участие более 100 ученых, инженеров, специалистов в области охраны окружающей среды, представляющих академическую и вузовскую науку, российские и зарубежные государственные и частные компании, специализирующиеся в области проектно-изыскательских и инженерно-строительных работ, а также мониторинга природной среды и техногенных объектов. География представленных работ была весьма обширна: от Калининграда, Вислы и архипелага Саарема на Балтике, до Южно-Сахалинска и Петропавловска-Камчатского, включая Арктические моря и Средиземноморье, а также разнотипные внутриконтинентальные водоемы. В конференции участвовало более 20 зарубежных экспертов,

представляющих Абхазию, Болгарию, Германию, Испанию, Нидерланды, Норвегию, Турцию, Украину и Эстонию.

Материалы конференции опубликованы в виде двух томов: “Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы “Морские берега”” / Отв. ред. Л.А. Жиндарев. Краснодар: Издательский Дом “Юг”, 2012. Т. 1. 396 с., Т. 2. 404 с.

Программа Конференции предполагала проведение пленарного заседания и работу *по пяти секциям*. Обзор деятельности РГМБ с момента ее основания был сделан нынешним председателем РГМБ проф. Л.А. Жиндаревым (МГУ), отметившим особую актуальность исследований, направленных на формирование научных основ рационального берегопользования и преодоление конфликтов в береговой зоне, возникающих между различными природопользователями в современных неокapиталистических социально-экономических условиях.

Основные направления береговых исследований, проводимых в рамках концепции сохранения и поддержания приемлемого уровня экологической стабильности прибрежно-морской зоны, освещены в пленарных докладах П.Ф. Бровко (Дальневосточный федеральный университет (ДВФУ)), В.В. Мелентьева (ГУАП, Нансен-Центр), А.Ш. Хабидова (Барнаульский государственный университет, Институт водных и экологических проблем Сибирского отделения РАН) и Г.Г. Гогоберидзе (РГГМУ).

В последние годы усилия РГМБ были направлены на расширение информационной базы теоретических, научно-методических, инженерных и полевых экспедиционных исследований, поскольку все существующее в природе разнообразие морских берегов складывается под влиянием трех составляющих системы “Земля–атмосфера”: гидросферы, атмосферы и литосферы. Особое зна-

чение при этом приобретают мультиспектральные дистанционные датчики, обеспечивающие возможность получения обобщенной информации о состоянии системы “водная поверхность—берег—суша”, находящейся в процессе постоянного взаимодействия и изменчивости.

Как показано в пленарном докладе *В.В. Мелентьева, К.В. Мелентьева, Л.Х. Петтерссена и А.Р. Кокиевой* “Опыт спутниковой РСА классификации берегов и прибрежных зон Черного, Азовского и Адриатического морей”, спутниковая информация может быть с успехом использована не только для выявления опасных природных и техногенных процессов и явлений, но и для их типизации и количественной оценки воздействия на морские берега.

Важна при этом разработка специализированных региональных ГИС, поскольку ветровое воздействие проявляется не только через изменение высоты волн, но и через температуру поверхности океана (ТПО) и изменение процессов ледообразования в прибрежной зоне. Влияние воздушных потоков различной направленности и интенсивности может проявляться и косвенным образом, когда в прибрежной зоне возникают явления апвеллинга (АПГ), а также разрушение берегов, сопровождающееся денудацией или, наоборот, аккумуляцией продуктов разрушения пород, слагающих береговую участок суши.

Анализ архива изображений радаров с синтезированной апертурой (РСА) морей Средиземноморского бассейна позволил выявить отличительные особенности РСА-сигнатур всех основных типов побережий, встречающихся в этом регионе — абразионно-аккумулятивных, абразионно-бухтовых, илисто-песчаных, дельтовых, сбросовых и ряда других. Как оказалось, всем им присущи и свои отличия пространственных геометрических характеристик формирующегося АПГ, а также сезонной и межгодовой его изменчивости, которая определяется не только ветровым режимом, но и морфологическими особенностями как самого берега, так и прилегающей береговой зоны, рельефом дна. При этом выяснилось, что области формирования АПГ на Черном море концентрируются в основном на мелководьях северо-восточной части моря, а также вблизи крутых подводных склонов у берегов Крыма, Кавказа и Турции. Единственное место, где не обнаруживается явление прибрежного АПГ, располагается в юго-восточной части Черного моря вблизи впадения р. Риони (дельтовый тип берега).

Ниже приводится обзор секционных докладов, в которых обсуждаются проблемы многоцелевого использования аэрокосмических дистанционных датчиков для экомониторинга морских берегов и прилегающих акваторий. Приводятся также и некоторые наиболее значимые научные

сообщения, проблематика которых тесно увязана с наиболее развивающимися в настоящее время направлениями аэрокосмической диагностики системы “Земля—атмосфера”.

Работа *секции № 1* “Гидро-, морфо-, и литодинамика морских берегов и прилегающих акваторий” была посвящена теоретическим и научно-практическим аспектам геоморфологии, в которых для контроля изменчивости состояния морских берегов используются в том числе и данные дистанционного зондирования. Среди последних отметим, прежде всего, работу *Д.Е. Кузнецова с соавт.* (МГУ) “Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики арктических берегов”, в которой с помощью космоснимков высокого и сверхвысокого разрешения исследованы скорость отступления берегов и деформация профиля береговой зоны на Ямальском и Уральском берегах Байдарацкой губы Карского моря. Большой интерес аудитории вызвала работа *К.В. Карманова* (Балтийский Университет им. Канта, г. Калининград) “Исследование изменчивости морского берега Куршской косы по данным дистанционного зондирования в период 1963–2011 гг.”, в которой на материале Интернет-архива снимков со спутника Landsat выявлена существующая в настоящее время тенденция размыва российской части Куршской косы, получены количественные оценки этого опасного явления. И более того, установлены причины его возникновения. Отметим также работу *М.Е. Исуповой* (Институт водных проблем РАН, г. Москва), в которой спутниковые изображения использованы для оценки роли устьевых процессов в динамике аккумулятивных форм прибрежной зоны российского сектора Черного моря, а также доклады *В.М. Пешкова* (ОАО “Кубань-водпроект”) и *И.О. Леонтьева* (Институт океанологии РАН (ИО РАН)), посвященные решению комплекса проблем защиты берегов искусственными пляжами и прогнозу эволюции песчаных кос. Исследованиям морского льда и его влиянию на береговые процессы в Балтийском море посвящена работа сотрудников Института экологии Таллинского университета *К.К. Орвику* и *Х. Тениссона*. Отметим также доклад *Н.Б. Филиппова, М.А. Спиридонова, А.В. Герасимова и Д.В. Рябчук*, представляющих Государственное геологическое предприятие “Минерал”, и Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), в котором представлены результаты деятельности этих организаций в деле создания реально функционирующей системы мониторинга береговой зоны в пределах Санкт-Петербурга. Два интересных сообщения были представлены *С.М. Гордеевой и ее коллегами* (РГГМУ) — в них приводятся результаты исследований изменений уровня и водного баланса Балтийского моря, позволивших выполнить оценку зон затопления по-

бережья Курортного района Санкт-Петербурга при возможных изменениях климата в XXI в. В докладе *Р.Е. Ванкевича с соавт.* (РГГМУ) представлены результаты исследования зон затопления прибрежных территорий, которые возникли в результате ввода в эксплуатацию комплекса защитных сооружений в Невской губе, в которой использованы ГИС-технологии. Отметим также работу *Е.С. Гурова и Б.В. Чубаренко* (Атлантическое отделение ИО РАН) “Вихревые структуры прибрежных вод юго-восточной Балтики по данным дистанционного зондирования”, в которой представлены результаты анализа серии долгосрочных данных MODIS, а также сообщение *Н.А. Демиденко* (Государственный океанографический институт им. Н.И. Зубова), в котором обсуждаются результаты масштабных многолетних исследований динамики берегов и наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя, где данные спутниковых съемок оказываются чрезвычайно полезными для обоснования проекта строительства в этой части Белого моря гигантской приливной электростанции.

*Секция № 2* “Рациональное берегопользование” была посвящена проблемам контроля рекреационной нагрузки на береговую зону, вопросам морского пространственного планирования, оценке и анализу факторов риска. Отметим здесь доклады *П.Ф. Бровко* (Дальневосточный государственный университет) “Экологические и экономические аспекты развития прибрежных зон Приморья”, а также сообщения *С.А. Оганова и Н.Л. Плинка* (РГГМУ) “Использование инструментального морского пространственного планирования на примере восточной части Финского залива” и *Г.Л. Коффа с соавт.* (Институт водных проблем РАН) “Анализ факторов риска при оценке последствий разрушительных цунами и землетрясений на восточном побережье о. Хонсю”.

*Секция № 3* “Принципы и проблемы организации и проведения мониторинга береговой зоны” объединила доклады, посвященные мониторинговым наблюдениям за состоянием морских прибрежий. Наибольший интерес вызвали доклады *А.Ш. Хабидова, К.В. Марусина, Е.А. Федорова* (Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул), “Мониторинга береговой зоны морей, озер и водохранилищ”, а также *Я.Ю. Блиновской* (Морской университет им. адмирала Г.И. Невельского, г. Владивосток) “Проблемы формирования системы мониторинга акваторий морских портов”, в которых были представлены результаты работы реально действующих систем многоуровневого контроля морских и внутриматериковых природных и техногенных объектов Сибири и Дальнего Востока.

*Секция № 4* рассматривала проблемы экологической уязвимости берегов к антропогенной на-

грузке и методологию их количественной инструментальной оценки. Так, в докладе *Р.С. Дбар* (Абхазский государственный университет, г. Сухум) “Влияние изменения антропогенного пресса на устойчивость системы “берег–море” была сформулирована концепция уязвимости прибрежно-морской зоны Черноморского побережья Абхазии и предложена система комплексного многоуровневого оперативного выявления негативных антропогенных воздействий на начальной стадии формирования. Большой интерес и оживленную дискуссию вызвал доклад *Я.Ю. Блиновской с соавт.* “Методические подходы к выделению в замерзающих морях районов, ограниченных для деятельности нефтегазового комплекса”, в котором была представлена методическая разработка, выполненная по инициативе Российского отделения Всемирного фонда дикой природы (WWF – Москва) группой экспертов из РГГМУ, Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) и Центральной Дреджинговой ассоциации (ЦЕДА).

*Секция № 5* “Гидротехническое строительство и дреджинг в береговой зоне” была организована впервые в 60-летней истории РГМБ. Здесь среди наиболее интересных, с точки зрения развития спутниковой компоненты, выделим следующие сообщения: *М. Беккера* (Boskalis Russia, Москва) “Уроки, извлеченные из строительства комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений”, а также *К.Н. Макарова* (Сочинский госуниверситет) “Проблемы проектирования и строительства гидротехнических сооружений на побережье Большого Сочи”, *В.А. Жигульского* (“Эко-Экспресс-Сервис”, Санкт-Петербург) “Критерии экспресс-оценки экологической безопасности гидростроительства” и *М.А. Мамаевой* (РГГМУ) “Концепция эко-дружественного порта Усть-Луга”.

Параллельно с работой секций на Конференции была организована *стендовая сессия*, многие доклады на которой заслужили пристальное внимание и самые высокие оценки экспертов. Большой интерес вызвал проект создания на северном берегу Финского залива общественно-делового “Лахта-Центр” (*А.Н. Чусов, Ю.В. Гуляк, Т.М. Оболонская и др.*). Прикладные аспекты проблемы нормирования антропогенного воздействия на водную среду прибрежных зон рассмотрены *А.А. Стоцкой* (РГГМУ). Индикаторная оценка влияния антропогенной нагрузки водосборных бассейнов на прибрежную зону дана в материалах *Д.А. Домнина* (Атлантическое отделение ИО РАН, г. Калининград). Динамика отложений на черноморских пляжах была представлена на стенде *В.В. Крыленко с соавторами* (Южное отделение ИО РАН, г. Геленджик).

Всего в течение четырех дней работы Конференции было заслушано 46 устных докладов и проведено обсуждение 124 стендовых докладов.

Следующую, XXV, Береговую конференцию по предложению РГМБ предполагается провести в 2014 г. на базе Научно-исследовательского центра “Морские берега” – филиала ОАО Научно-исследовательского института транспортного строительства (ЦНИИС) в Сочи – городе, являющемся столицей Зимних Олимпийских игр 2014 г.

Стремительный рост нагрузки на состояние берегов в этой части Черного моря, включая строительство новых портовых комплексов и реконструкцию действующих портов, требует организации системы контроля за всем разнообразием проводимых там мероприятий, в том числе и с использованием средств спутниковой экологической криминалистики. Обсуждение всего комплекса этих проблем должно стать одним из главных направлений в тематике будущей конференции.