

Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА					
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"					
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>					
Год выпуска	2012	Том		Номер выпуска	2	
Название статьи					Страницы	Цит.
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА						
	ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ В ЛЕСНЫХ РАЙОНАХ Чухланцев А.А., Шутко А.М.				3	1
	ОЦЕНКА ЗЕРКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ОТ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ Юрчак Б.С.				11	0
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ						
	РЕГИОНАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОРЯКИИ И ЧУКОТКИ ПО КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ Миловский Г.А., Лебедев В.В., Ненадов Я.В.				24	1
	СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ И ГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ Никитин А.А., Юрасов Г.И., Ванин Н.С.				28	1
	О ВОЗМОЖНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ТРОПИКОВ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В ЛИНИИ 183 ГГЦ ИЗ КОСМОСА Семин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А.				41	8
	АНАЛИЗ КАНАЛОВ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ LANDSAT ТМ ДЛЯ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕСНЫХ НАСАЖДЕНИЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ПРОВИНЦИИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ Терехин Э.А.				53	12
	РОЛЬ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЗАДАЧАХ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ Бадалова А.Н.				62	0
	ПОВЫШЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТ КАК НЕОБХОДИМОЕ УСЛОВИЕ ГЕНЕЗИСА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В.				73	13
	СТРУКТУРА ФРОНТА ПРИЛИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В РАЙОНЕ ШАНТАРСКИХ ОСТРОВОВ (ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ Жабин И.А., Дубина В.А.				83	2
ИНФОРМАЦИЯ						
	МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ MEDITERRANEAN COASTAL ENVIRONMENT (MEDCOAST) 2011 Каримова С.С.				90	0

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ
СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ В ЛЕСНЫХ РАЙОНАХ**

© 2012 г. А. А. Чухланцев*, А. М. Шутко

*Фрязинский филиал Учреждения Российской академии наук Института радиотехники и электроники
им. В.А. Котельникова РАН, Фрязино Московской области*

*E-mail: chukhlantsev@ms.ire.rssi.ru

Поступила в редакцию 02.06.2011 г.

Проведен сравнительный анализ погрешностей определения яркостной температуры и влажности почвы, возникающих при использовании той или иной конфигурации СВЧ-радиометрических измерений (на одной длине волны с привлечением априорной информации, на двух длинах волн или двух поляризациях, на двух поляризациях и нескольких углах наблюдения) в лесных районах. Показано, что картирование влажности почвы с абсолютной погрешностью 0.04 г/см^3 (программная цель проекта SMOS) может быть выполнено при наличии растительного покрова, в том числе и леса, при наблюдении в L-диапазоне в надир и привлечении априорной информации о растительном покрове. При невысоких значениях влагосодержания растительного покрова на единицу площади $W \leq 1-1.5 \text{ кг/м}^3$ многоконфигурационные измерения также могут обеспечить приемлемую точность определения влажности почвы. При этом одновременно проводится оценка средней по пятну диаграммы направленности антенны оптической толщины (влагосодержания) растительности. Для больших значений влагосодержания растительности, в частности в лесных районах, погрешность многоконфигурационных измерений становится существенно больше требуемой.

Ключевые слова: микроволновая радиометрия, влажность почвы, лесные районы

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время наблюдается повышенный интерес к исследованиям микроволнового излучения земной поверхности и разработке методик определения геофизических характеристик по данным дистанционного СВЧ-радиометрического зондирования. Этот интерес стимулирован запуском космического аппарата SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) (Kerr et al., 2010), а также установкой радиометрического комплекса L-диапазона ALRS (Advanced L-band Radiometric System) на российском сегменте МКС и запуском радиометрической системы L-диапазона на малом российском спутнике (Tishchenko et al., 2010). Одной из основных задач указанных космических систем является измерение влажности поверхностного слоя почвы в региональном и глобальном масштабах для последующего использования полученных данных в климатических и биосферных моделях. Основы дистанционного СВЧ-радиометрического метода определения влажности почвы заложены в 70–80-х годах прошлого века (Арманд и др., 1977; Шутко, 1986). В связи с высокой эффективностью метода в Советском Союзе даже были созданы самолетные службы мониторинга влажности почв территорий (Шутко, 1986). Использование СВЧ-радиометрического метода при зондировании из космоса требует некоторой

реvisions разработанных ранее методик, хотя опыт такого зондирования в России и имеется (Башаринов и др., 1974). Особый интерес представляет анализ применения метода для зондирования лесных районов, так как лесные экосистемы являются одним из важнейших объектов климатических и биосферных моделей.

Возможности определения влажности почвы СВЧ-радиометрическим методом под растительным покровом рассмотрены в работе Кирдяшева и др. (1979). Погрешности определения яркостной температуры и влажности почвы под растительностью по данным СВЧ-радиометрических измерений оценивались Шутко (1986), Чухланцевым и Шутко (1988) и ряде других работ, обзор которых дал Chukhlantsev (2006). Рассматривались измерения с различной конфигурацией — на одной длине волны, на двух длинах волн или двух поляризациях, а также многоконфигурационные измерения — на двух поляризациях и нескольких углах наблюдения. Яркостная температура системы почва–растительность зависит от влажности и типа почвы, степени ее шероховатости, температуры почвы и растительности, типа и влагосодержания растительного покрова. Если число измерительных каналов невелико, то для определения влажности почвы некоторые параметры приходится задавать априорно с использованием

вспомогательной информации. Увеличение количества измерительных каналов позволяет, в принципе, увеличить число определяемых геофизических параметров и сократить число априорно задаваемых параметров. Однако с увеличением числа измерительных каналов растет и погрешность определения, например, влажности почвы, и эта погрешность может стать больше, чем погрешность за счет неточности априорного задания параметров при использовании меньшего числа измерительных каналов. В опубликованных в последнее время работах многоконфигурационные измерения применяются для определения влажности почвы лесных экосистем. В связи с этим целесообразно провести сравнительный анализ погрешностей определения яркостной температуры и влажности почвы, возникающих при использовании того или иного способа измерений, что является целью данной работы.

ИСХОДНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

В работе Кирдяшева и др. (1979) предложена трехкомпонентная модель для яркостной температуры T_b почвы при наличии растительного покрова на выбранной поляризации

$$T_b = (1 - r - t)T_v + \kappa_s T_s t + (1 - r - t)T_v(1 - \kappa_s)t, \quad (1)$$

где T_s , T_v – температура почвы и растительности соответственно; κ_s – коэффициент излучения почвы; r и t – коэффициент отражения и коэффициент пропускания растительного слоя соответственно. Первый член в правой части характеризует излучение растительного слоя, второй – излучение почвы, ослабленное растительностью, третий – излучение растительности, отраженное от почвы и ослабленное растительным слоем. В приближении однократного рассеяния (Чухланцев, 1981; Mo et al., 1982) $r = \omega(1 - e^{-\tau})$, $t = e^{-\tau}$, где ω – альbedo единичного рассеивающего объема, τ – оптическая толщина растительного слоя

$$T_b = (1 - \omega)(1 - e^{-\tau})T_v + \kappa_s T_s e^{-\tau} + (1 - \omega)(1 - e^{-\tau}) \times T_v(1 - \kappa_s)e^{-\tau}. \quad (2)$$

Данная модель известна как $\omega - \tau$ модель (Chanzy, Wigneron, 2000). Если в этой модели в качестве ω использовать не альbedo единичного объема среды, а коэффициент отражения оптически толстого растительного слоя r_0 , то данная модель становится точной при больших значениях τ . Точность данной модели рассматривалась в ряде работ, например Винокуровой и др. (1991), и здесь не обсуждается. На $\omega - \tau$ модели базируется один из модулей так называемой L-MEB (L-band microwave emission of the biosphere) модели (Wigneron

et al., 2007), являющейся основой для интерпретации данных системы SMOS (Kerr et al., 2007). Если $T_s \approx T_v$, то $\omega - \tau$ модель приводится к виду (Чухланцев, Шутко, 1988)

$$T_b = T_{bs}\beta + T'(1 - \beta), \quad (3)$$

где T_{bs} – яркостная температура почвы; $T' = (1 - r_0)T$, $\beta = e^{-2\tau}$ – коэффициент передачи растительного слоя. Данный вид модели и будет в дальнейшем использоваться для анализа погрешности определения яркостной температуры почвы (а по ней – влажности) по данным дистанционных СВЧ радиометрических измерений.

ИЗМЕРЕНИЯ НА ОДНОЙ ДЛИНЕ ВОЛНЫ

При СВЧ радиометрических измерениях, проводимых на одной длине волны, оценка для яркостной температуры почвы T_{bs} под растительностью следует из выражения (3)

$$T_{bs} = T' - \frac{T' - T_b}{\beta}. \quad (4)$$

Как видно из выражения (4), оценка T_{bs} требует априорного задания параметров T' и β . Коэффициент передачи определяется в основном типом растительного покрова и его влагосодержанием на единицу площади (Кирдяшев и др., 1979). Обращение яркостной температуры почвы во влажность почвы требует также априорного задания типа и шероховатости почвы. Однако поскольку целью данной работы является оценка влияния лесной растительности на определение влажности почвы, погрешности, возникающие за счет неточности задания типа и степени шероховатости почвы, не рассматриваются. Производные выражения (4) по T' , $T' - T_b$ и β характеризуют степень влияния неточности задания указанных параметров на величину оцениваемого значения T_{bs}

$$\Delta T_{bs|T'} = \frac{\partial T_{bs}}{\partial T'} \Delta T' = \Delta T', \quad (5)$$

$$\Delta T_{bs|T-T_b} = -\frac{\partial T_{bs}}{\partial (T' - T_b)} \Delta (T' - T_b) = -\frac{\Delta (T' - T_b)}{\beta}, \quad (6)$$

$$\Delta T_{bs|\beta} = \frac{\partial T_{bs}}{\partial \beta} \Delta \beta = \frac{T' - T_{bs}}{\beta} \Delta \beta. \quad (7)$$

Результаты расчета ΔT_{bs} вследствие неточности задания параметров T' , $T' - T_b$ и β приведены Шутко (1986) и Чухланцевым, Шутко (1988). Показано, что основным источником погрешности определения яркостной температуры почвы является неточность задания коэффициента передачи. При $\beta = 0.4-1$ и $\Delta \beta \leq 0.1$ погрешность опре-

Эффективные значения коэффициента передачи для леса различной сомкнутости при наблюдении в надир

ξ	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4
β_ξ	0.15	0.235	0.32	0.405	0.49	0.575	0.66
β_ξ	0.25	0.325	0.4	0.475	0.55	0.625	0.7

деления яркостной температуры почвы при $T' - T_{bs} = 80$ К (сильно увлажненная почва) не превышает 10–20 К, что приводит к абсолютной погрешности определения влажности почвы 0.03–0.06 г/см³. (Заметим, что целевой установкой проекта SMOS является измерение влажности почвы с абсолютной погрешностью 0.04 г/см³). Для умеренно влажной почвы значение $T' - T_{bs}$ уменьшается и соответственно уменьшается погрешность оценки яркостной температуры и влажности почвы за счет неточности задания коэффициента передачи β . Однако при $\beta < 0.3$ –0.4 погрешность определения T_{bs} резко возрастает, что делает проблематичным определение влажности почвы на данной длине волны под такого вида растительностью.

К настоящему времени накоплен значительный статистический материал по значениям оптической толщины и коэффициента передачи лесной растительности в L-диапазоне (длина волны 21 см) при наблюдении в надир. В работе Кирдяшева и др. (1979) найдено, что величина коэффициента передачи полога густого хвойного леса на данной длине волны не превышает 0.25. В работе (Vichev et al., 1995) исследовалась сезонная динамика коэффициента пропускания t крон различных деревьев. В летний период при наличии листвы для дуба, клена и липы получено значение $t = 0.46$ –0.5, что дает для коэффициента передачи $\beta = t^2$ значение 0.21–0.25. В работе (Grant et al., 2007) для соснового леса высотой 22 м получено значение оптической толщины растительного слоя при наблюдении в надир $\tau = 0.62 \pm 0.08$, что дает для коэффициента передачи значение 0.29. В работе (Grant et al., 2008) получены значения $\tau = 0.30$; 0.60 и 0.66 для хвойного (соснового) леса возрастом 5, 26 и 32 года соответственно. Эти значения оптической толщины дают значения $\beta = 0.55$; 0.3 и 0.28 соответственно. Для березового и дубового леса возрастом 40–80 лет с высотой кроны 24 м получены значения $\tau = 0.66$ –0.98, соответствующие значениям $\beta = 0.28$ –0.14 (Guglielmetti et al., 2008). Для густых эвкалиптовых лесов Австралии в (Grant, 2009) получены значения $\tau = 0.66$ –0.76, соответствующие значениям $\beta = 0.28$ –0.22.

Из сказанного выше следует, что применение СВЧ-радиометрического метода для определения влажности почвы под пологом густого леса проблематично вследствие малых значений коэффи-

циента передачи. Кроме того, лесная подстилка оказывает экранирующее влияние на излучение почвы, будучи неким согласующим слоем (Grant et al., 2007; Guglielmetti et al., 2008), что приводит к значениям β (подстилка + полог леса), близким к нулю. Именно поэтому участки такого густого леса используются в качестве природного репера с яркостной температурой, близкой к T' , для калибровки самолетных радиометров, имеющих высокое пространственное разрешение.

Когда пространственное разрешение радиометрической съемки невысокое (единицы километров для самолетной съемки и десятки километров для спутниковой съемки), то в элемент разрешения попадают участки леса с различной степенью сомкнутости и участки открытой почвы. Если обозначить относительную площадь покрытия почвы лесом величиной ξ , то яркостная температура элемента разрешения равна (Кирдяшев и др., 1979; Чухланцев, 1981)

$$T_b = (1 - \xi)T_{bs} + \xi[T_{bs}\beta + T'(1 - \beta)] = T_{bs}\beta_\xi + T'(1 - \beta_\xi), \quad (8)$$

$$\beta_\xi = 1 - \xi(1 - \beta), \quad (9)$$

где β_ξ является эффективным коэффициентом передачи несомкнутого леса. В выражении (8) предполагается, что влажность почвы под лесом близка к влажности залежи, что правомерно для лесных зон, например, Нечерноземья (Зайдельман, 1985). Значения β_ξ в зависимости от величины ξ приведены в таблице для $\beta = 0.15$ и $\beta = 0.25$. Как из нее следует, уже при сомкнутости 0.7–0.8 $\beta_\xi \geq 0.4$ и СВЧ-радиометрические измерения на одной длине волны 21 см могут успешно применяться для картирования влажности почв таких лесных территорий.

Убедительные примеры определения влажности почвы лесных территорий по данным самолетных радиометрических измерений на длине волны 21 см при наблюдении в надир приведены Мильшиным и др. (1999) и Мильшиным, Гранковым (2000). Мильшиным и др. (1999) проведено картирование влажности почвы на лесной территории Тверской области площадью 540 км², с пространственным разрешением 2 км. Сомкнутость леса определялась с помощью фотосъемки и по топографической карте М 1 : 200000. Установлено, что сомкнутость ξ_k , определенная по топографической карте, связана с сомкнутостью ξ_ϕ , опреде-

ленной по фотопланам с помощью палетки, регрессионной зависимостью $\xi_{\Phi} = 0.09 + 0.946\xi_{\kappa}$ с коэффициентом корреляции 0.94. Из этого сделан важный вывод о возможности использования топографических карт для определения сомкнутости леса при невысоких пространственных разрешениях съемки. Величина сомкнутости по данным фотосъемки варьировала в пределах 0.3–0.7 при среднем значении около 0.55. По данным сопоставления яркостной температуры открытой почвы и леса Мильшиным и др. (1999) определены значения эффективного коэффициента передачи, которые оказались равны 0.59–0.8, что близко к значениям, приведенным в таблице для указанной сомкнутости полога. При найденных относительно больших значениях эффективного коэффициента передачи задание среднего значения $\beta_{\xi} \approx 0.7$ привело к погрешности оценки влажности почвы за счет неточности задания β_{ξ} , не превышающей 0.06 г/см³. Улучшение пространственного разрешения (Мильшин и др., 1999; Мильшин, Гранков, 2000) ведет к расширению диапазона изменения эффективного коэффициента передачи и смещению среднего значения в сторону уменьшения β_{ξ} .

Интересно отметить, что в пределах полигона длиной порядка 60 км и шириной порядка 9 км температура леса по данным ИК-измерений изменялась в пределах 16–22°C (Мильшин и др., 1999). Эти данные определяют диапазон возможных погрешностей определения яркостной температуры почвы за счет неточности задания T' .

В настоящее время СВЧ радиометрические измерения на одной длине волны широко используются для определения влажности почвы (Chukhlantsev, 2006). При этом используется наблюдение именно в надир, так как такое наблюдение обеспечивает наибольшее значение эффективного коэффициента передачи. При наклонном визировании эффективный коэффициент передачи становится существенно меньше за счет увеличения оптической длины растительного слоя и увеличения эффективной сомкнутости полога (просветы малых размеров при наклонном визировании закрываются пологом). Рассмотренный метод определения влажности почвы лесных территорий будет, по-видимому, использоваться и при обработке данных упомянутых выше российских космических радиометрических систем L-диапазона, так как эти системы используют наблюдение на одной длине волны в надир.

ИЗМЕРЕНИЯ НА ДВУХ ДЛИНАХ ВОЛН

Необходимость задания априорной информации о коэффициенте передачи растительности при одночастотных измерениях может быть устранена путем проведения спектральных изме-

рений (Чухланцев, Шутко, 1988). Яркостная температура почвы при этом определяется из (3) по данным измерений T_b на двух длинах волн (для определенности $\beta_2 < \beta_1$):

$$T_{bs} = T' - \frac{(T' - T_{b1})^{\frac{\theta}{\theta-1}}}{(T' - T_{b2})^{\frac{1}{\theta-1}}}; \quad (10)$$

при двухчастотных измерениях может быть также получена оценка β_1 :

$$\beta_1 = \frac{(T' - T_{b2})^{\frac{1}{\theta-1}}}{(T' - T_{b1})}, \quad (11)$$

где $\theta = \tau_2/\tau_1$, $T' = T'_1 \approx T'_2$, индексы 1 и 2 относятся к измерениям на длине волны λ_1 и λ_2 соответственно. Выражение (10) получено в предположении, что $T_{bs} = T_{bs2} \approx T_{bs1}$, которое реализуется для сухой и сильно увлажненной почвы, а также в случае близкого к однородному увлажнению почвы по глубине, наблюдаемому для почвы под растительностью.

Погрешности оценки T_{bs} есть

$$\Delta T_{bs|T'} = \frac{\partial T_{bs}}{\partial T'} \Delta T' = \Delta T', \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \Delta T_{bs|T'-T_{b1}} &= -\frac{\partial T_{bs}}{\partial (T' - T_{b1})} \Delta (T' - T_{b1}) = \\ &= -\frac{\theta}{\theta-1} \frac{\Delta (T' - T_{b1})}{\beta_1}, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \Delta T_{bs|T'-T_{b2}} &= -\frac{\partial T_{bs}}{\partial (T' - T_{b2})} \Delta (T' - T_{b2}) = \\ &= \frac{1}{\theta-1} \frac{\Delta (T' - T_{b2})}{\beta_2}, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\Delta T_{bs|\theta} = \frac{\partial T_{bs}}{\partial \theta} \Delta \theta = -\frac{T' - T_{bs}}{\theta-1} \ln \beta_2 \frac{\Delta \theta}{\theta}. \quad (15)$$

Сопоставление погрешностей оценки T_{bs} , возникающих при двух частотных измерениях, с погрешностями одночастотных измерений показывает, что проведение двухчастотных измерений имеет смысл, когда дополнительно возникающие погрешности (14) и (15) не превышают погрешность за счет неточности задания коэффициента передачи β_1 (7). Даже не принимая во внимание погрешность за счет неточности задания θ (15), получим оценку коэффициента β_2 , при котором проведение двухчастотных измерений становится нецелесообразным

$$\frac{T' - T_{bs}}{\beta_1} \Delta \beta_1 \leq \frac{1}{\theta-1} \frac{\Delta (T' - T_{b2})}{\beta_2} \quad (16)$$

$$\text{и } \beta_2 \leq \frac{1}{\theta - 1} \frac{\Delta(T^v - T_{b2})}{T^v - T_{bs}} \frac{\beta_1}{\Delta\beta_1}. \quad (17)$$

Полагая $\frac{1}{\theta - 1} \approx 1$, $\Delta(T^v - T_{b2}) \approx 4 \text{ К}$, $T^v - T_{bs} = 80 \text{ К}$ и $\frac{\Delta\beta_1}{\beta_1} = 0.1$ (что дает близкую к максимальной оценку β_2 в выражении (17)), получаем, что применение двухчастотных измерений становится неэффективным уже при $\beta_2 \leq 0.5$. В реальности критическое значение β_2 еще выше. Поскольку для растительных покровов значение коэффициента передачи на данной длине волны определяется влажностью растительности на единицу площади W (Кирдяшев и др., 1979), можно оценить, до каких значений W проведение двухчастотных измерений имеет смысл. Например, в С-диапазоне $\tau \approx 0.3W$ (Chukhlantsev, 2006), что ограничивает применение двухчастотного метода (измерение в L- и С-диапазоне) при влажосодержании растительности большего $1-1.2 \text{ кг/м}^2$. При малых значениях коэффициента β_2 использование двухчастотных измерений приводит к погрешностям в определении влажности почвы, превышающим погрешности одночастотных измерений (Liu et al., 2002).

Возможность определения влажности почвы под лесным пологом по данным радиометрических измерений в высокочастотной части СВЧ-диапазона определяется лишь просветами в пологе, поскольку коэффициент передачи густого леса на высоких частотах близок к нулю. Из таблицы следует, что двухчастотные измерения в принципе могут использоваться и для лесных территорий, но с сомкнутостью леса, не превышающей $0.3-0.4$.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

При измерении яркостной температуры на вертикальной и горизонтальной поляризациях из (3) получаем

$$T_b^h = T_{bs}^h \beta^h + T^h s(1 - \beta^h), \quad (18)$$

$$T_b^v = T_{bs}^v \beta^v + T^v (1 - \beta^v), \quad (19)$$

где индексы h и v относятся к измерению на горизонтальной и вертикальной поляризациях соответственно. Для оценки погрешностей, возникающих при поляризационных измерениях, положим $\beta^h \approx \beta^v \approx \beta$ (хотя на вертикальной поляризации ослабление в кроне, как правило, больше и алгоритмы оценки влажности почвы под пологом должны это учитывать) и $T^h \approx T^v \approx T^v$. Тогда

$$\beta = \frac{T_b^v - T_b^h}{T_{bs}^v - T_{bs}^h} = \frac{T_b^v - T_b^h}{PD}, \quad PD = T_{bs}^v - T_{bs}^h, \quad (20)$$

$$T_{bs}^h = T^v - \frac{T^v - T_b^h}{\beta} = T^v - \frac{T^v - T_b^h}{T_b^v - T_b^h} PD, \quad (21)$$

где PD — поляризационная разность между яркостной температурой открытой почвы на вертикальной и горизонтальной поляризациях.

Погрешности оценки T_{bs}^h есть

$$\Delta T_{bs}^h|_{T^v} = \frac{\partial T_{bs}^h}{\partial T^v} \Delta T^v = \Delta T^v, \quad (22)$$

$$\Delta T_{bs}^h|_{T^v - T_b^h} = -\frac{\partial T_{bs}^h}{\partial (T^v - T_b^h)} \Delta (T^v - T_b^h) = -\frac{\Delta (T^v - T_b^h)}{\beta}, \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \Delta T_{bs}^h|_{T_b^v - T_b^h} &= \frac{\partial T_{bs}^h}{\partial (T_b^v - T_b^h)} \Delta (T_b^v - T_b^h) = \\ &= \frac{T^v - T_b^h}{\beta} \frac{\Delta (T_b^v - T_b^h)}{PD}. \end{aligned} \quad (24)$$

Из сопоставления (5)–(7) с (22)–(24) видно, что поляризационные измерения имеют преимущество перед одночастотными, если погрешность (24) меньше или сравнима с (7). Если в (7) принять $\Delta\beta \approx 0.1$, то поляризационные измерения эффективны при $\frac{\Delta (T_b^v - T_b^h)}{PD} \leq 0.1$. Для выполнения это-

го условия при $\Delta (T_b^v - T_b^h) \approx 4 \text{ К}$ (данное значение обусловлено погрешностями абсолютной калибровки яркостной температуры и погрешностью самой радиационной модели: среднеквадратичное отклонение расчетных значений яркостной температуры от измеренных составляет для леса $3-4 \text{ К}$ (Grant et al., 2008)), необходимо, чтобы поляризационная разность была не менее 40 К . Такое значение поляризационной разности достигается при углах наблюдения, больших, чем $35-40^\circ$ (Чухланцев и др., 2004). Однако как при одночастотных, так и при поляризационных измерениях необходимо, чтобы значение коэффициента передачи было достаточно большим ($\beta > 0.3-0.4$). Как уже отмечалось выше, эти значения могут быть достигнуты при наблюдении в наدير леса с сомкнутостью $0.7-0.8$. Если же наблюдение ведется под углом, скажем 45° , то значение $\beta_{45^\circ} \approx (\beta_{nadir})^{\sqrt{2}}$, т.е. $\beta_{45^\circ} \approx 0.4$, когда $\beta_{nadir} \approx 0.52$, что достигается при сомкнутости леса $0.5-0.6$. Кроме того, сама сомкнутость леса при наблюдении под углом увеличивается (для грубой оценки для угла наблюдения 45° можно считать, что площадь просветов уменьшается в $\sqrt{2}$ раз, т.е. сомкнутость увеличивается в 1.4 раза). Таким образом, применение поляризационного метода измерений влажности в лесных районах ограничивается лесами с сомкнутостью $\xi \leq 0.4$. Близкий к этому вывод сделан (Grant, 2009) по результатам самолетных радиометрических измерений влажности почвы

на территории с различной сомкнутостью леса. Погрешность определения влажности почвы существенно возростала уже при сомкнутости 0.4–0.5 и достигала 0.1 г/см³, а затем несколько снижалась при больших сомкнутостях. Таким образом, погрешность при поляризационных измерениях оказывается хуже, чем при одночастотных измерениях с априорным заданием коэффициента передачи (Мильшин и др., 1999).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МНОГО- КОНФИГУРАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

При числе измерительных каналов, равном одному или двум, значение яркостной температуры почвы можно выразить через измеренные яркостные температуры в каналах в явном виде. Это позволяет достаточно просто провести анализ погрешностей, наглядно показать основные их источники и очертить границы применимости рассмотренных методов измерений, что и сделано выше. Однако в настоящее время развиваются многоконфигурационные методы измерения (Wigner et al., 2007), направленные на учет при измерениях не только экранирующего влияния растительности, но и коэффициента отражения r_0 , степени шероховатости почвы, температуры почвы и пр. Измерения при этом проводятся на нескольких, например трех, углах, на вертикальной и горизонтальной поляризациях. Прямое обращение радиационной модели, позволяющее выразить значения влажности почвы через измеренные значения яркостной температуры в каналах, при таком подходе весьма затруднительно. Поэтому обращение радиационной модели (2) проводится (Wigner et al., 2007) путем минимизации стоимостной функции CF

$$CF = \sum_i \left(\frac{T_{b,i} - T_{b,i}^{cal}}{\sigma_i} \right)^2 + \sum_j \left(\frac{P_j^{ini} - P_j^{retr}}{\sigma_j} \right)^2, \quad (25)$$

где $T_{b,i}$ – измеренное значение яркостной температуры в i -ом измерительном канале; $T_{b,i}^{cal}$ – расчетное значение яркостной температуры в i -ом измерительном канале; P_j^{ini} – некоторое начальное значение j -го параметра модели, выбираемое из априорных данных; P_j^{retr} – восстанавливаемое значение j -го параметра модели; σ_i – стандартное отклонение (погрешность измерения) яркостной температуры в канале; σ_j – величина, характеризующая ограничение, накладываемое на восстанавливаемое значение параметра. Большое значение σ_j снимает ограничения на P_j^{retr} , малое значение σ_j фактически “привязывает” P_j^{retr} к априорному значению P_j^{ini} .

Недостатком описанного выше подхода, на наш взгляд, является одинаковая значимость измерений во всех каналах при определении какого-либо конкретного параметра. Из общей теории (Тихонов, Арсенин, 1979) ясно, что при таком подходе введение в измерительную конфигурацию измерительного канала, в котором чувствительность к изменению параметра, например влажности почвы, очень мало, приведет к большим погрешностям в определении этого параметра. При наличии ограничений эти погрешности лимитируются заданными величиной σ_j пределами изменения параметра, а без ограничений – могут быть сколь угодно большими.

При многоконфигурационных измерениях анализ погрешностей метода измерений становится не таким наглядным, как анализ, проведенный выше. Процедура оценки погрешностей состоит в данном случае в задании параметров прямой модели (2) (обычно задается влажность почвы и ее температура, параметр шероховатости, оптическая толщина и альbedo растительности) и расчете яркостных температур в каналах. Затем расчетные значения яркостных температур “зашумливаются”, и по таким образом полученным “измеренным” значениям яркостных температур проводится восстановление параметров модели. Сопоставление восстановленных параметров модели с первоначально заданными значениями дает оценку погрешности восстановления. Следует все же отметить, что, поскольку основой многоконфигурационных измерений являются поляризационные измерения, выводы предыдущего раздела остаются в силе и для рассматриваемого случая. Добавление измерительных каналов может лишь ухудшить ситуацию с точностью определения влажности почвы. Реалистичный анализ погрешностей восстановления параметров почвы и растительности по данным многоконфигурационных измерений проведен в работах (Piles, 2010; Piles et al., 2010). В них отмечается, что без учета ограничений, накладываемых на измеряемые параметры, ошибки восстановления параметров из данных радиометрических измерений действительно становятся весьма большими. Введение ограничений на измеряемые параметры позволяет существенно снизить эти погрешности. Однако уже при $\tau = 0.24$ ($\beta = 0.6$) абсолютная погрешность определения влажности почвы при измерениях на двух поляризациях и нескольких углах достигает 0.11–0.13 г/см³ (Piles, 2010; Piles et al., 2010). Данная погрешность значительно больше той, которая могла бы быть получена для одночастотных измерений в надир при априорном задании коэффициента передачи. Поскольку в L-диапазоне $\tau \approx 0.1W$ (Chukhlantsev, 2006), применение многоконфигурационных измерений ограничивается значениями $W \leq 1-1.5$ кг/м³. Таким образом,

для лесных районов использование многоконфигурационных измерений не снимает необходимости задания априорной информации о пропускании СВЧ-излучения растительным покровом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Одночастотные наблюдения в L-диапазоне в надир с привлечением априорных данных о характере растительного покрова являются надежным инструментом определения влажности почв на больших территориях, включая лесные районы. Именно такой метод картирования влажности почвы предполагается использовать при обработке данных российских космических аппаратов с радиометрами L-диапазона на борту.

2. Программной целью проекта SMOS является картирование влажности почвы с абсолютной погрешностью 0.04 г/см^3 . Указанная цель может быть достигнута при наблюдении открытой почвы. При наличии растительного покрова, в том числе и леса, указанная точность может быть в принципе достигнута в проекте при наблюдении в надир и привлечении априорной информации о растительном покрове. При невысоком влагосодержании растительного покрова ($W \leq 1-1.5 \text{ кг/м}^3$) многоконфигурационные измерения также могут обеспечить приемлемую точность определения влажности почвы. При этом снимается необходимость априорного задания коэффициента передачи растительного покрова и одновременно проводится оценка средней по пятну диаграммы направленности оптической толщины (влагосодержания) растительности. Для больших значений влагосодержания растительности, в частности в лесных районах, погрешность многоконфигурационных измерений становится существенно больше требуемой.

3. Проведенный в работе анализ показывает, что определение влажности почвы с требуемой точностью в лесных районах по данным лишь только СВЧ-радиометрических измерений (сколько бы измерительных каналов не использовалось — один или несколько) без привлечения дополнительной информации невозможно. Эта информация может быть получена с использованием дистанционных данных, полученных другими сенсорами — оптическими и радиолокационными. Работы по использованию данных оптической и РЛ-съемки при определении влажности почв СВЧ-радиометрическим методом уже ведутся (например, Piles, 2010). Обзор полученных результатов и анализ возможностей использования данных, полученных другими сенсорами, для повышения точности определения влажности почвы требует отдельного рассмотрения.

4. Другой программной установкой проекта SMOS является картирование влагосодержания растительности с абсолютной погрешностью

0.2 кг/м^2 . Авторам на основании более чем 30-летнего опыта СВЧ-радиометрии растительных покровов представляется сомнительной возможность достижения указанной цели. Достижение такой точности возможно при наблюдении с самолета рисовых посевов, для которых подстилающей поверхностью является вода (Чухланцев, Шутко, 1987). Однако для измерений из космоса при условии, когда размер элемента разрешения составляет $35-50 \text{ км}$ и в элемент разрешения входят разнородные участки земной поверхности, достижение требуемой точности вряд ли возможно. Кроме того, для такого большого элемента разрешения не совсем понятно, к чему в данном элементе относить полученные данные о влагосодержании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арманд Н.А., Башаринов А.Е., Шутко А.М. Исследование природной среды радиофизическими методами // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 1977. Т. 20. № 6. С. 809.
- Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
- Винокурова С.И., Смирнов М.Т., Чухланцев А.А. Радиационная модель системы рассеивающий слой—шероховатая поверхность в СВЧ диапазоне // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 1991. № 4. С. 472–476.
- Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. Генетические, агрономические и мелиоративные аспекты. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 327 с.
- Кирдяшев К.П., Чухланцев А.А., Шутко А.М. СВЧ излучение земной поверхности при наличии растительного покрова // Радиотехника и электроника. 1979. Т. 24. № 2. С. 256–264.
- Милюшин А.А., Гранков А.Г. Некоторые результаты экспериментальных исследований радиотеплового излучения леса в L-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 3. С. 50–57.
- Милюшин А.А., Гранков А.Г., Мишанин В.Г. Картирование температурно-влажностного режима лесных систем по данным самолетной фотосъемки, ИК-измерений и СВЧ-радиометрических измерений в L-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 5. С. 88–96.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, Главная редакция физико-математической литературы, 1979. Изд. 2-е. 228 с.
- Чухланцев А.А. СВЧ излучение растительных покровов. Дисс....канд. техн. наук. М.: МФТИ, 1981. 172 с.
- Чухланцев А.А., Шутко А.М. Об учете влияния растительности при дистанционном СВЧ-радиометрическом зондировании земных покровов // Исслед. Земли из космоса. 1988. № 2. С. 67–72.
- Чухланцев А.А., Шутко А.М. Применение СВЧ-радиометрического метода для определения биометрических характеристик растительного покрова // Исслед. Земли из космоса. 1987. № 5. С. 42–48.
- Чухланцев А.А., Шутко А.М., Чухланцев А.А. Моделирование поляризационных характеристик СВЧ излучения влажных почв // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2004. № 11. С. 67–80.

- Шутко А.М.* СВЧ радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 190 с.
- Chanzy A., Wigneron J.-P.* Microwave emission from soil and vegetation // Radiative transfer models for microwave radiometry / Ed. Ch. Maetzler. Bern: 2000. P. 89–102.
- Chukhlantsev A.A.* Microwave radiometry of vegetation canopies. Dordrecht: Springer, 2006. 287 p.
- Grant J.* Measurement and modelling of L-band forest emission for future soil moisture retrieval from SMOS signatures. PhD thesis. Amsterdam: Vrije Universiteit, 2009. 115 p.
- Grant J.P., Saleh K., Wigneron J.-P. et al.* Calibration of the L-MEB model over a coniferous and a deciduous forest // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2008. V. 46. № 3. P. 808–818.
- Grant J.P., Wigneron J.-P., Van de Griend A.A. et al.* A field experiment on microwave forest radiometry: L-band signal behaviour for varying conditions of surface wetness // Rem. Sens. Environ. 2007. V. 109. № 1. P. 10–19.
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Richaume P., Ferrazzoli P., and Wigneron J. P.* SMOS level 2 processor soil moisture algorithm theoretical basis document (ATBD). Toulouse, France: CESBIO, 2007. www.cesbio.ups-tlse.fr/data_all/SMOS-doc/atbd/SM_ATBD_3-a.pdf
- Kerr Y. H., Waldteufel P., Wigneron J.P. et al.* The SMOS Mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle // Proc. IEEE. 2010. V. 98. № 5. P. 666–687.
- Liu S.F., Liou Y.A., Wang W.J., Wigneron J.P., and Lee J.B.* Retrieval of crop biomass and soil moisture from measured 1.4 and 10.65 GHz brightness temperatures // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2002. V. 40. № 6. P. 1260–1268.
- Mo T., Choudhury B.J., Schmugge T.J., Wang J.R., and Jackson T.J.* A model for microwave emission from vegetation-covered fields // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 11229–11237.
- Piles M.* Multiscale soil moisture retrievals from microwave remote sensing observations, Ph.D. Thesis. Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya, 2010. 148 p. http://www.grss-ieee.org/wp-content/uploads/2009/11/Thesis_M_Piles.pdf
- Piles M., Vall-llossera M., Camps A., Talone M., and Monerri A.* Analysis of a least-squares soil moisture retrieval algorithm from L-band passive observations // Remote Sens. 2010. V. 2. P. 352–374. doi:10.3390/2010352. <http://www.mdpi.com/2072-4292/2/1/352/pdf>
- Tishchenko Yu., Savorskiy V., Smirnov M., Ablyazov V., Khaldin A.* Prospective space missions with L-band microwave radiometric systems // Eds. Wagner W., Székely, B. ISPRS TC VII Symposium – 100 Years ISPRS. Vienna, Austria.: 2010. V. XXXVIII, Pt. 7B. P. 592–595.
- Vichev B., Krasteva E., Kostov K.* Study of seasonal evolution of tree emission using zenith-looking microwave radiometers // Proc. IGARSS'95. Firenze, Italy, 1995. V. 2. P. 981–983.
- Wigneron J.P., Kerr Y., Waldteufel P. et al.* L-band microwave emission of the biosphere (L-MEB) model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields // Rem. Sens. Environ. 2007. V. 107. № 4. P. 639–655.

Some Aspects of Microwave Radiometry of Soil Moisture in Forested Areas

A. A. Chukhlantsev, A. M. Shutko

Institute of Radioengineering and Electronics RAS, Fрязино, Moscow region

Errors of soil brightness temperature and soil moisture retrieval from microwave radiometric measurements in forested areas are analyzed for different configurations of measurements (single frequency measurements, two frequency measurements or single frequency measurements at two polarizations, measurements at two polarizations and several angles of observation). It is shown that mapping the soil moisture with an accuracy of 0.04 g/sm^3 (that is the aim of SMOS project) can be performed with L-band nadir observations and involvement of *a priori* information on the vegetation cover. Under not big values of vegetation water content per unit area $W \leq 1-1.5 \text{ kg/m}^3$, multi-configuration measurements can also provide an acceptable accuracy of soil moisture retrieval. Simultaneously, the average vegetation water content in the antenna footprint is retrieved. For greater values of vegetation water content, particularly, in forested areas, the errors of multi-configuration measurements are sufficiently greater than required ones.

Keywords: microwave radiometry, soil moisture, forested areas

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ОЦЕНКА ЗЕРКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО
РАССЕЯНИЯ ОТ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

© 2012 г. Б. С. Юрчак

Мэрилэндский университет, Центр наук о Земле им. Р.Х. Годдарда, Гринбелт, США

E-mail: yurboris@umbc.edu

Поступила в редакцию 18.05.2011 г.

В приближении физической оптики выведено уравнение радиолокации для зеркальной компоненты обратного рассеяния от поверхности с произвольным распределением коэффициента отражения Френеля. Аналитическая форма уравнения получена для однородного плоского кольца и диска. Показана ограниченность применения концепции эффективной поверхности радиолокационного (РЛ) рассеяния для оценки рассеивающих свойств пространственно распределенной цели. Полученные результаты могут быть основой для разработки модели альтиметрического эхо-сигнала от геофизической поверхности.

Ключевые слова: зеркальное отражение, плоская поверхность, радиолокационный альтиметр

ВВЕДЕНИЕ

Геофизическая поверхность (ГП) представляет собой поверхность раздела сред с неоднородными электрофизическими свойствами, которая полностью или частично распределена в пределах угловой ширины диаграммы направленности антенны радиолокатора. Радиолокационный (РЛ) эхо-сигнал от ГП содержит в общем случае диффузную и зеркальную составляющие (Мельник, 1980). Диффузная составляющая обусловлена нерегулярностью рельефа и ее интенсивность случайно распределена в пределах передней полусферы. Зеркальная составляющая подчиняется закону отражения, при котором угол отражения равен углу падения волны и поэтому присутствует в основном при отражении нормально падающего излучения невозмущенными поверхностями. Разделение соответствующих составляющих в обратном рассеянии представляет собой отдельную задачу и здесь не рассматривается. Поскольку зеркальная компонента эхо-сигнала от горизонтальной поверхности имеет место только при зондировании поверхности в надир, то данный вид рассеяния наиболее часто встречается в РЛ-альтиметрии. Из известных данных альтиметрического зондирования следует, что преобладающее зеркальное отражение имеет место при отражении от спокойной воды, а также снежно-ледовых полей полярных районов (например, Drinkwater, 1984; Davis, 1996). Понимание основных факторов, которые обуславливают зеркальное рассеяние от таких объектов, является важным для получения геофизической информации по отраженному альтиметрическому сигналу

(Мельник и др., 1980; Davis, 1996). Известны несколько поверхностно-объемных моделей альтиметрического эхо-сигнала (например, Moore, Williams, 1957; Barrick, 1972; Brown, 1977; Ulaby et al., 1982; Davis, Moore, 1993; Newkirk, Brown, 1992; Newkirk, Brown, 1996), которые разработаны в предположении некогерентного рассеяния и поэтому относятся к оценке диффузной составляющей отражения альтиметрического сигнала. Обзоры этих моделей приведены в работах Ulaby et al. (1982) и Noveltis (2005). Оценка зеркальной компоненты РЛ-рассеяния от поверхности с постоянным коэффициентом отражения (Γ_0), в приближении геометрической оптики и основанная на концепции эффективной РЛ-площади обратного рассеяния ($\text{ЭПР} \equiv \sigma$), получена Керром и Гольдштейном (Kerr, Goldstein, 1951) и прокомментирована Атласом (Atlas, 1960) с использованием метода изображений. Согласно этому подходу, ЭПР ровной и гладкой однородной поверхности при дистанции z равна $\sigma = \Gamma_0^2 \pi z^2$. Для неоднородной поверхности аналогичной оценки не существует. Более того, указанная величина противоречит определению ЭПР, поскольку зависит от дальности. ЭПР была введена для характеристики рассеяния от точечных целей, с необходимым условием облучения цели плоской волной (например, Knott et al., 2004). Основным свойством ЭПР цели является ее независимость от дальности до радиолокатора и от других РЛ-параметров за исключением длины волны. Дополнительной трудностью является оценка области поверхности, вносящей доминирующий вклад в зеркальную компоненту эхо-сигнала при задан-

ной поверхностной конфигурации коэффициента отражения. Указанные проблемы проявились при известных попытках учесть сферичность волны при зеркальном отражении (Brown, 1982; Fung, Eom, 1983). Таким образом, в настоящее время модель РЛ зеркального отражения от ровной поверхности ограничена только однородной поверхностью и поэтому разработана недостаточно. Другим мотивирующим фактором данной работы являются недостаточно изученные характеристики зеркального отражения от такого объекта, как плоское кольцо с внутренним и внешним радиусами – соизмеримыми и больше, чем радиус первой зоны Френеля (ПЗФ). Частным случаем кольца при внутреннем радиусе равным нулю является диск. В дальнейшем при упоминании этих объектов мы будем определять их условно как “большое кольцо” и “большой диск”, имея в виду соотношение их размеров с радиусом ПЗФ. Эти данные необходимы при построении модели огибающей зеркальной компоненты альтиметрического эхо-сигнала при взаимодействии с поверхностью длинных и коротких РЛ зондирующих импульсов (режимы так называемого “лучевого” и “импульсного” ограничения соответственно).

Цель настоящей работы – вывод уравнения радиолокации для зеркального отражения от бесконечной поверхности и плоского кольца с размерами, соизмеримыми с радиусом ПЗФ и с произвольно распределенным коэффициентом отражения Френеля.

КРИТЕРИЙ ДАЛЬНОЙ ЗОНЫ ДЛЯ ПОВЕРХНОСТИ

Предварительно для обоснования последующего анализа в приближении физической оптики и оценки использования ЭПР как характеристики отражательных свойств ГП при зеркальном отражении определим критерий дальней зоны для плоской однородной поверхности. Бесконечная поверхность, т.е. поверхность, превышающая поперечный размер основного лепестка диаграммы направленности РЛ-антенны на данном расстоянии от радиолокатора, всегда находится в ближней зоне (например, Atlas, 1960; Кондратенков и др., 1983), однако для пространственно-ограниченной цели известна только одна численная оценка этого условия, которая получена без учета размера антенны (Peebles, 1998), и поэтому нуждающаяся в уточнении для реальных РЛ-систем.

Для точечной цели, расположенной на электрической оси диаграммы направленности антенны, условие дальней зоны определяется соотношением (например, Skolnik, 1990)

$$z_0 \geq 2 \frac{(2r_a)^2}{\lambda} = z_p, \quad (1)$$

где z_0 – расстояние между радиолокатором и целью вдоль оси диаграммы направленности антенны; r_a – радиус апертуры; λ – длина волны. Приведенное выше условие получено из требования ограничения так называемого квадратичного фазового фактора (КФФ) (Ulaby et al., 1981)

$$g = \frac{\pi}{\lambda z_0} r_a^2 = \frac{\pi}{2} \left(\frac{r_a}{r_F} \right)^2 \leq \frac{\pi}{8} = g_{ff}, \quad (2)$$

где $r_F = \sqrt{\frac{1}{2} \lambda z_0}$ – радиус ПЗФ для сферической волны. Это условие соответствует меньшей, чем $\lambda/16$, разности между расстояниями от точечной цели (расположенной на оси диаграммы направленности антенны) к центру апертуры и к ее внешнему краю (Skolnik, 1990). В случае поверхности необходимо рассматривать цель, которая простирается от оси диаграммы направленности в нормальной к ней плоскости как целый объект. Следовательно, упомянутая разность пути определяется расстояниями до ближайшей и наиболее удаленной точками на освещаемой диаграммой направленности антенны области на поверхности цели. Более того, необходимо принять во внимание несинхронное взаимодействие сферического фронта облучающей волны с поверхностью. Соответствующая схема показана на рис. 1. Определим разность пути Δ соотношением

$$\Delta = AT - z_1^*, \quad (3)$$

где $AT = \sqrt{z_0^2 + (r_{lg} + r_a)^2}$ – максимальное расстояние между периферийными точками апертуры и цели; $z_1^* = z_0 - \tau$ – положение осевой точки отраженного сферического фронта в момент его пересечения периферийной точки T (минимальное расстояние между антенной и сферическим фронтом отраженной волны в момент взаимодействия облучающей волны с периферийной точкой цели T); $\tau = OT - z_0$, $OT = \sqrt{z_0^2 + r_{lg}^2}$, $2r_{lg}$ есть размер цели (который в общем случае может быть меньше диаметра освещаемого пятна на бесконечной плоской поверхности). Найдем условие для размера цели, который бы удовлетворял критерию “ $\lambda/16$ ”. Комбинируя геометрические величины, получаем

$$\Delta = \sqrt{z_0^2 + (r_{lg} + r_a)^2} - \left(2z_0 - \sqrt{z_0^2 + r_{lg}^2} \right). \quad (4)$$

Полагая, что $\left(\frac{r_a}{z_0} \right)^2 \ll 1$ и $\left(\frac{r_{lg}}{z_0} \right)^2 \ll 1$, разность пути (4) приводится к виду

$$\Delta \approx \frac{r_{lg}^2 + r_{lg} r_a}{z_0}. \quad (5)$$

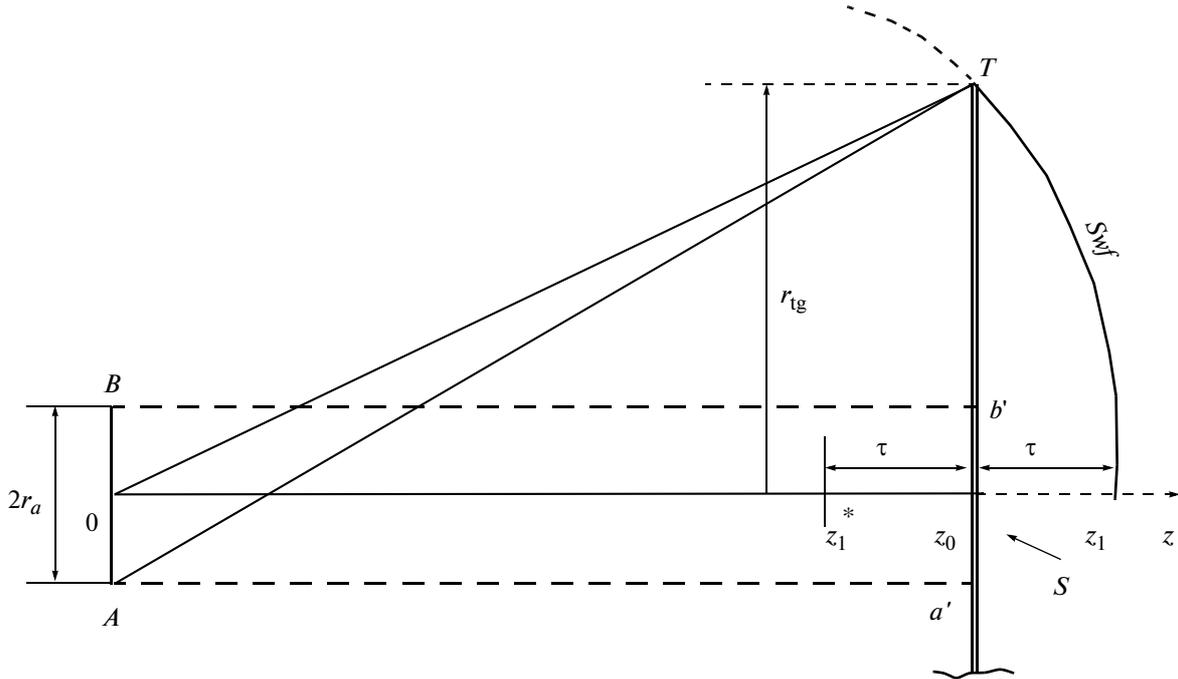


Рис. 1. Оценка критерия дальней зоны для расположенной в плоскости *S* поверхностно-распределенной цели, облучаемой электромагнитной волной, со сферическим волновым фронтом *Swf*; *AB* – апертура антенны, *z* – ось диаграммы направленности антенны; пояснения – в тексте.

Задавая $\Delta \leq \lambda/16$ и решая уравнение (5) относительно размера цели с учетом выражения для радиуса ПЗФ, имеем

$$r_{ig} \leq \frac{r_a}{2} \left[\sqrt{1 + \frac{1}{2} \left(\frac{r_F}{r_a} \right)^2} - 1 \right]. \quad (6)$$

Для $r_a \ll r_F$ условие (6) сводится к неравенству

$$r_{ig} \leq \frac{1}{2\sqrt{2}} r_F - \frac{r_a}{2}. \quad (7)$$

Полученное неравенство и есть критерий дальней зоны для пространственно-ограниченной цели с плоской поверхностью, при условии малости размера антенны по сравнению с радиусом ПЗФ. Этот критерий включает размер антенны по сравнению с аналогичной оценкой (Peebles, 1998). Таким образом, отражатель, который удовлетворяет критерию (7), может быть определен как точечная цель, взаимодействующая с плоской волной, а цель с размером большим, чем определяемая условием (7), может квалифицироваться как распределенная цель с соответствующим взаимодействием со сферической волной. Соотношение площадей, которые удовлетворяют и не удовлетворяют условию (7) при полном заполнении поверхностью ширины диаграммы направленности антенны, равно

$$\frac{\pi r_{ig}^2}{\pi r_{ill}^2} = \frac{1}{2} \left(\frac{r_a}{r_F} \right)^2, \quad (8)$$

где радиус освещаемого пятна выражен через радиус ПЗФ

$$r_{ill} = \frac{1}{2} \frac{\lambda}{2r_a} z_0 = \frac{1}{2r_a} r_F^2.$$

Поскольку считается, что поверхность расположена на дистанции, удовлетворяющей критерию дальней зоны для точечной цели на оси антенны (3), то максимальное значение этого соотношения равно

$$\frac{\pi r_{ig}^2}{\pi r_{ill}^2} \leq \frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} \right)^2 = \frac{1}{8}.$$

Это означает, что не менее 87.5% всей полностью освещаемой поверхности расположено в ближней зоне. Для обычных альтиметрических параметров ($r_a = 0.5$ м, $\lambda = 0.02$ м, $z_0 = 800-1300$ км) эта цифра еще больше и, следовательно, обратное рассеяние от поверхности, полностью заполняющей освещаемую антенной область, должно быть рассчитано в приближении физической оптики. Использование ЭПР как характеристики отражательной способности цели неправомерно, так как в пределах радиуса освещаемого пятна взаимодействующая с поверхностью электромагнитная волна в большей части не является плоской.

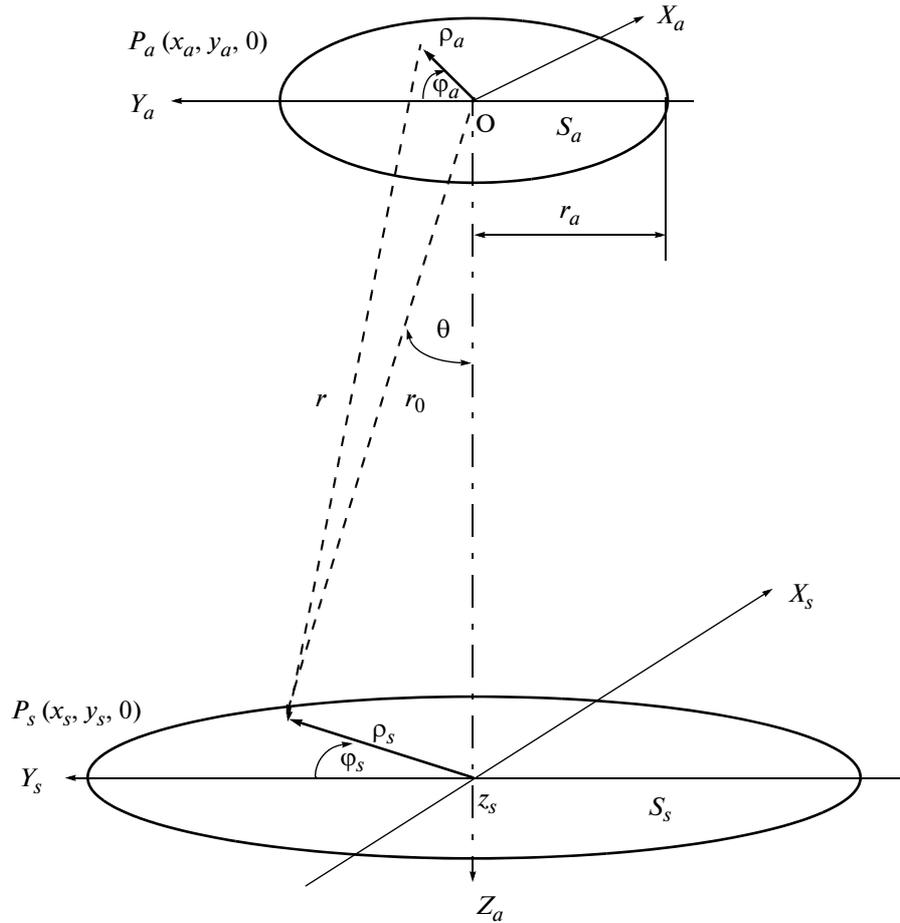


Рис. 2. Геометрия облучения плоской поверхности (S_s) круговой апертурой (S_a) радиуса r_a ; $P_a(x_a, y_a, 0)$ – точка на апертуре, $P_s(x_s, y_s, z_s)$ – точка наблюдения на освещаемой поверхности.

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ, СОЗДАВАЕМОЕ АПЕРТУРОЙ ПЕРЕДАЮЩЕЙ АНТЕННЫ У ПЛОСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Цель последующего расчета – получение соотношения между мощностью, излучаемой радиолокатором, и принятой мощностью, рассеянной точно назад от бесконечной гладкой и ровной поверхности с произвольным распределением коэффициента отражения Френеля. Схема РЛ-зондирования представляет собой антенну с круговой апертурой, поднятой стационарно над бесконечной поверхностью, рис. 2. Геометрический центр РЛ-антенны является центром прямоугольной системы координат $\{X_a, Y_a, Z_a\}$. Антенна излучает непрерывную электромагнитную волну в положительном направлении (вниз) вдоль оси Z_a . Передающая и приемная антенны совмещены. Электрическое поле этой волны ищется в точке $P_s(x_s, y_s, z_s)$ на поверхности, в плоскости, перпендикулярной падающему излучению, т.е. в плоскости $Z_a = z_s$. Освещаемое пятно в плоскости

наблюдения (S_s) ограничено сравнительно узкой областью около оси Z_a , в которой условие

$$\frac{(x_s - x_a)^2 + (y_s - y_a)^2}{z_s^2} \ll 1$$

выполняется, и расстояние r для фазового члена может быть представлено в соответствии с аппроксимацией Френеля

$$r \approx z_s \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x_s - x_a}{z_s} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{y_s - y_a}{z_s} \right)^2 \right].$$

Такое приближение справедливо для всех РЛ-приложений, которые используют сравнительно узкую ширину диаграммы направленности антенны. Поляризационные эффекты игнорируются ввиду зондирования в надир. В этом случае, используя известное выражение для поля, создаваемого круговой апертурой у поверхности в прямоугольных координатах (например, Ulaby et al., 1981), напряженность облучающего электрического поля в точке P_s поверхности, созданное на-

пряженностью электрического поля антенны $E_a(x_a, y_a)$, может быть записано в функции от цилиндрических координат ρ_s, φ_s, z_s в форме

$$\dot{E}_s(\varphi_s, \rho_s, z_s) = \frac{j}{\lambda z_s} e^{-j(kz_s + \frac{k}{2z_s}\rho_s^2)} \int_0^{2\pi} d\varphi_a \times \int_0^{r_a} \rho_a E_a(\rho_a, \varphi_a) e^{-j\frac{k}{2z_s}\rho_a^2} e^{j\frac{k}{z_s}(\rho_s \cos \varphi_s \rho_a \cos \varphi_a + \rho_s \sin \varphi_s \rho_a \sin \varphi_a)} d\rho_a, \quad (9)$$

где $x_a^2 + y_a^2 = \rho_a^2, x_s^2 + y_s^2 = \rho_s^2, r \approx z_s$ (для амплитудного члена), φ_a и φ_s – полярные углы в плоскости апертуры S_a и облучаемой поверхности S_s соответственно. Для упрощения дальнейших выкладок предположим, что распределение напряженности электрического поля по апертуре антенны является осесимметричным гауссовым распределением

$$E_a(\rho_a, \varphi_a) = E_a(\rho_a) = E_a F(\rho_a), \quad (10)$$

где E_a – напряженность электрического поля в центре и

$$F(\rho_a) = \exp(-\alpha^2 \rho_a^2) \quad (11)$$

есть апертурная облучающая функция (АОФ);

$\alpha = \frac{k_a}{r_a}$ – антенный параметр; r_a – эффективный радиус апертуры; k_a – согласующий коэффициент, который зависит от определения эффективного радиуса. Фазовое распределение предполагается равномерным по всей апертуре. Эффективный радиус определяется как радиус апертуры, которой соответствует $y\%$ от всей излученной мощности. Просто показать, что для $y = 90\%$ согласующий коэффициент $k_a \approx 1$ и $r_a \approx \alpha^{-1}$. Таким образом, полная мощность, излученная антенной с апертурой S_a и амплитудно-фазовым распределением возбуждающего электрического поля $\dot{E}_a(\rho_a, \varphi_a)$, равна (например, Ulaby et al., 1981)

$$P_t = \frac{1}{2Z_0} \int_{S_a} |\dot{E}_a(\rho_a, \varphi_a)|^2 dS_a = \frac{\pi}{4Z_0} E_a^2 \frac{1}{\alpha^2}, \quad (12)$$

где Z_0 – импеданс свободного пространства. Пренебрегая воздействием $\sim 10\%$ вклада периферийных частей апертуры в излученную мощность, можно заменить верхний предел интеграла (9) по ρ_a на бесконечность и записать его с учетом (10) в следующей форме:

$$\dot{E}_s(\varphi_s, \rho_s, z_s) = \frac{j}{\lambda z_s} e^{-j(kz_s + \frac{k}{2z_s}\rho_s^2)} E_a \int_0^\infty e^{-\alpha^2 \rho_a^2} e^{-j\frac{k}{2z_s}\rho_a^2} \rho_a d\rho_a \times \int_0^{2\pi} e^{j\frac{k}{z_s}\rho_s \rho_a \cos(\varphi_s - \varphi_a)} d\varphi_a. \quad (13)$$

Учитывая табличные значения интегралов

$$\int_0^{2\pi} e^{j\frac{k}{z_s}\rho_s \rho_a \cos(\varphi_s - \varphi_a)} d\varphi_a = 2\pi J_0\left(\frac{k\rho_s}{z_s}\rho_a\right) \text{ и } \int_0^\infty \rho_a e^{-t\rho_a^2} J_0(m\rho_a) d\rho_a = \frac{1}{2t} e^{-\frac{m^2}{4t}},$$

где $J_0(\dots)$ – функция Бесселя первого рода и нулевого порядка, используя КФФ (2)

$$g = \frac{k}{2z_s \alpha^2} = \frac{\pi}{\lambda z_s \alpha^2}$$

и обозначая

$$A = \frac{g^2}{1 + g^2}, \quad B = Ag,$$

получаем

$$\dot{E}_s(\varphi_s, \rho_s) = jE_a \sqrt{A} e^{-jkz_s} e^{-\alpha^2 \rho_s^2} e^{-j[\arctg(g) - (B-g)\alpha^2 \rho_s^2]}. \quad (14)$$

Из (14) следует, что размер освещаемой области определяется шириной огибающей облучающего поля, который определяется членом $\exp(-A\alpha^2 \rho_s^2)$. Соответственно радиус освещаемого пятна на поверхности для 90% мощности равен

$$r_{ill} \approx \frac{1}{\alpha \sqrt{A_{g < 1}}} \approx \frac{1}{\alpha g} = \frac{2}{\pi} \alpha r_F^2, \quad (15)$$

который приблизительно в $\frac{2}{\pi} \left(\frac{r_F}{r_a}\right)^2$ раз больше, чем эффективный радиус апертуры r_a .

УРАВНЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ПЛОСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Отраженное электрическое поле в плоскости апертуры приемной антенны

Основная идея определения отраженного от геофизической поверхности электрического поля в плоскости приемной антенны состоит в представлении цели (поверхности) в качестве вторичной антенны с распределением электрического поля (14), модифицированного отражающими свойствами поверхности

$$\dot{E}_r(\rho_s, \varphi_s, z_s) = \dot{E}_s(\rho_s, z_s) \dot{\Gamma}(\rho_s, \varphi_s, z_s), \quad (16)$$

где $\dot{\Gamma}(\dots)$ – коэффициент отражения Френеля (комплексный в общем случае), зависящий от электрических свойств поверхности (например, Kerr et al., 1951; Born, Wolf, 1999). Модуль и аргумент коэффициента отражения описывают соответственно изменения амплитуды и фазы поля при отражении. Таким образом, отраженное электрическое поле в плоскости приемной антен-

ны может быть записано по аналогии с (9) путем замены возбуждающего поля антенны на облучающее поле $\dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s)$, с помещением начала системы координат в точку $Z_a = z_s$

$$\dot{E}_r(\rho_a, \varphi_a, 0) = \frac{j}{\lambda z_s} e^{-j(kz_s + \frac{k}{2z_s}\rho_a^2)} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s)_r e^{-j\frac{k}{2z_s}\rho_s^2} \times e^{j\frac{k}{z_s}(\rho_a \cos \varphi_a \rho_s \cos \varphi_s + \rho_a \sin \varphi_a \rho_s \sin \varphi_s)} \rho_s d\rho_s d\varphi_s. \quad (17)$$

Используя ранее введенные обозначения и выражение (14) для $\dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s)$, уравнение (17) приводится к виду

$$\dot{E}_r(\rho_a, \varphi_a, 0) = -E_a \frac{\alpha^2}{\pi} g \sqrt{A} e^{jg\alpha^2 \rho_a^2} e^{-j\text{arctg}(g)} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s) e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 \rho_s^2} e^{j2g\alpha^2 \rho_a \rho_s \cos(\varphi_a - \varphi_s)} \rho_s d\rho_s d\varphi_s. \quad (18)$$

Общее уравнение радиолокации для произвольно распределенного коэффициента отражения Френеля

Уравнение радиолокации в общей форме для произвольного распределения коэффициента Френеля может быть записано через плотность потока мощности $\Pi_r(\rho_a, \varphi_a, 0)$, который создается отраженным от поверхности полем (18) и который скорректирован на квадрат неравномерности чувствительности антенны к электрическому полю (11)

$$P_r = \int_0^{2\pi} d\varphi_a \int_0^\infty \Pi_r(\rho_a, \varphi_a, 0) \rho_a e^{-2\alpha^2 \rho_a^2} d\rho_a, \quad (19)$$

где

$$\Pi_r(\rho_a, \varphi_a, 0) = \frac{1}{2Z_0} |\dot{E}_r(\rho_a, \varphi_a, 0)|^2 = P_t \frac{2g^4 \alpha^6}{\pi^3} \left| \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s) e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 \rho_s^2} \times e^{j2g\alpha^2 \rho_a \rho_s \cos(\varphi_a - \varphi_s)} \rho_s d\rho_s d\varphi_s \right|^2 \quad (20)$$

и P_t определяется соотношением (12). Уравнение (19) с плотностью потока мощности, выраженной через произвольно распределенный коэффициент отражения Френеля (20), является основным уравнением для расчета обратного зеркального рассеяния от плоской геофизической поверхности.

Уравнение радиолокации для постоянного коэффициента отражения Френеля

Для сравнения полученного уравнения радиолокации (19) с известными результатами необходимо решить уравнение (20) при $\dot{E}_s(\rho_s, \varphi_s, z_s) = \Gamma_0$. Следуя ранее использованному способу преобразований, получаем из (18)

$$\dot{E}_r(\rho_a, \varphi_a, 0) \approx -E_a \Gamma_0 T e^{-T^2 \alpha^2 \rho_a^2} e^{-jM\alpha^2 \rho_a^2} e^{jL}, \quad (21)$$

где

$$T = \frac{g}{\sqrt{A}} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{B-2g}{A}\right)^2}} = g \sqrt{\frac{1+g^2}{4+5g^2+g^4}} \approx \frac{g}{2}, \quad (22)$$

$$L = \text{arctg}\left(\frac{B-2g}{A}\right) - \text{arctg}(g), \quad M = \left(\frac{B-2g}{A}\right) T^2 - g.$$

Следовательно,

$$|\dot{E}_r(\rho_a, \varphi_a, 0)| \approx E_a \Gamma_0 T e^{-T^2 \alpha^2 \rho_a^2}. \quad (23)$$

Согласно (23), огибающая рассеянного назад электрического поля в плоскости антенны пропорциональна $\exp(-T^2 \alpha^2 \rho_a^2)$. Это означает, что при $g < 1$, когда $T \approx g/2$, пространственное распределение поля в $2/g = \frac{1}{\pi} \left(\frac{r_F}{r_a}\right)^2$ раз шире по сравнению с начальным распределением поля антенны (11). Это означает, что величина электрического поля практически не изменяется в пределах эффективного радиуса апертуры r_a . Подставляя (23) в (20), получаем уравнение радиолокации в аналитическом виде (выраженное через КФФ) для оценки рассеянной назад мощности от бесконечной и гладкой плоской поверхности при постоянном коэффициенте отражения

$$P_r = P_t H_g \Gamma_0^2, \quad (24)$$

где

$$H_g = \frac{1}{1+T^{-2}} \approx \left(\frac{g}{2}\right)^2. \quad (25)$$

Величина H_g может быть условно названа коэффициентом взаимодействия, поскольку устанавливает соотношение между излученной и принятой после взаимодействия с целью мощностями сигнала, параметр T определяется выражением (22). Ошибка аппроксимации этого коэффициента квадратичной степенной функцией для реальных альгитметрических условий при $g \sim 10^{-2} - 10^{-6}$ пренебрежимо мала. Отметим, что приведенное выше рассмотрение использовало РЛ-антенну с модельным бесконечным распределением напряженности электрического поля. Хотя такая

антенна не может быть практически реализована, это приближение позволило получить физически значимые характеристики РЛ-зондирования бесконечной плоской поверхности. Любое реальное конечное распределение для круговой антенны может быть представлено разложением в ряд по полиномам Лаггера-Гаусса (например, Vogush, 1989). Поэтому полученный результат может рассматриваться как первый член этого ряда и дальнейшее уточнение возможно путем включения необходимых дополнительных членов ряда.

**УРАВНЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИИ
ДЛЯ КОНЕЧНЫХ СИММЕТРИЧНЫХ
ОБЛАСТЕЙ ПОВЕРХНОСТИ**

Получим частный случай общего уравнения (19) для большого кольца. Для этого в (20) заменяем пределы в интеграле по ρ_s на внутренний (r_{\min}) и внешний (r_{\max}) радиусы. Частными случаями плоского кольца являются диск ($r_{\min} = 0, r_{\max} = r_d$) и бесконечная поверхность ($r_{\min} = 0, r_{\max} \rightarrow \infty$). При этом плотность потока рассеянной мощности (20) записывается в виде

$$\Pi_r(\rho_a, \varphi_a, 0) = P_t \Gamma_0^2 \frac{2^3 g^4 \alpha^6}{\pi} \times \left| \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \dot{\Gamma}(\rho_s, \varphi_s, z_s) \rho_s J_0(2g\alpha^2 \rho_a \rho_s) e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 \rho_s^2} d\rho_s \right|^2 \quad (26)$$

Уравнение (26) может быть упрощено путем оценки “осевого” обратного рассеяния (например, Pouliguen et al., 2008). Это означает замену реального распределения плотности потока мощности по апертуре его значением в центре апертуры. Такая замена справедлива, поскольку, как указывалось в ранее сделанном замечании к выражению (23), диаграмма направленности обратного рассеяния практически постоянна в пределах эффективного радиуса апертуры r_a . При этом в аргументе функции Бесселя полагаем $\rho_a = 0$. Соответственно $J_0(0) = 1$ и (26) приводится к виду

$$\Pi_r(\rho_a, \varphi_a, 0) = P_t \frac{2^3 g^4 \alpha^6}{\pi} \left| \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \dot{\Gamma}(\rho_s, \varphi_s, z_s) \rho_s e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 \rho_s^2} d\rho_s \right|^2 \quad (27)$$

Полученное выражение представляет собой общее уравнение для расчета потока мощности от большого плоского кольца (диска в частном случае) с произвольным распределением коэффици-

ента отражения. Для однородного кольца с постоянным коэффициентом отражения Γ_0 решение уравнения (27) имеет вид

$$\Pi_0 = P_t \Gamma_0^2 \frac{2^3 g^4 \alpha^6}{\pi} \left| \frac{1}{2\alpha^2 [A-j(B-2g)]} \times \left\{ e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 r_{\max}^2} - e^{-[A-j(B-2g)]\alpha^2 r_{\min}^2} \right\} \right|^2 \quad (28)$$

Раскрывая квадрат модуля и полагая $g < 1$, получаем аналитическое решение для осевой плотности потока мощности от кольца

$$\Pi_0 \approx P_t \Gamma_0^2 \frac{1}{2\pi} (\alpha g)^2 \left\{ e^{-2g^2 \alpha^2 r_{\max}^2} + e^{-2g^2 \alpha^2 r_{\min}^2} - 2e^{-g^2 \alpha^2 (r_{\max}^2 + r_{\min}^2)} \cos \left[2g\alpha^2 (r_{\max}^2 - r_{\min}^2) \right] \right\} \quad (29)$$

Подставляя (29) в (20), получаем осевую мощность от кольца

$$P_0 = \int_0^{2\pi} d\varphi_a \int_0^\infty \Pi_0 \rho_a e^{-2\alpha^2 \rho_a^2} d\rho_a = \Pi_0 \frac{\pi}{2\alpha^2} \quad (30)$$

Удобно выразить параметры $(g\alpha r_m)^2$ и $g(\alpha r_m)^2$ в (29) через их относительные значения, нормализованные к радиусу ПЗФ: $(g\alpha r_m)^2 = \left(\frac{\pi r_a r_m}{2 r_F r_F} \right)^2$,

$2g(\alpha r_m)^2 = \pi \left(\frac{r_m}{r_F} \right)^2$, – и записать РЛ- уравнение в форме нормализованной на принятую мощность от бесконечной поверхности (24). Это приводит к общему уравнению для РЛ- рассеяния от кольца

$$\frac{P_{0,a}}{P_{0,\text{inf}}} = \exp \left[-2 \left(\frac{\pi r_a r_{\min}}{2 r_F r_F} \right)^2 \right] + \exp \left[-2 \left(\frac{\pi r_a r_{\max}}{2 r_F r_F} \right)^2 \right] - 2 \exp \left[- \left(\frac{\pi r_a}{2 r_F} \right)^2 \left(\frac{r_{\max}^2}{r_F^2} + \frac{r_{\min}^2}{r_F^2} \right) \right] \cos \left[\pi \left(\frac{r_{\max}^2}{r_F^2} - \frac{r_{\min}^2}{r_F^2} \right) \right] \quad (31)$$

Частным случаем (31) является уравнение для диска ($r_{\min} = 0, r_{\max} \equiv r_d$)

$$\frac{P_{0,d}}{P_{0,\text{inf}}} = 1 + \exp \left[-2 \left(\frac{\pi r_a r_d}{2 r_F r_F} \right)^2 \right] - 2 \exp \left[- \left(\frac{\pi r_a r_d}{2 r_F r_F} \right)^2 \right] \cos \left[\pi \left(\frac{r_d}{r_F} \right)^2 \right] \quad (32)$$

Графики (32) в функции от относительного радиуса диска r_d/r_F для двух значений относительного размера апертуры r_a/r_F изображены на рис. 3. Как следует из рисунка, относительное обратное рассеяние от диска растет монотонно до 4 (6 дБ),

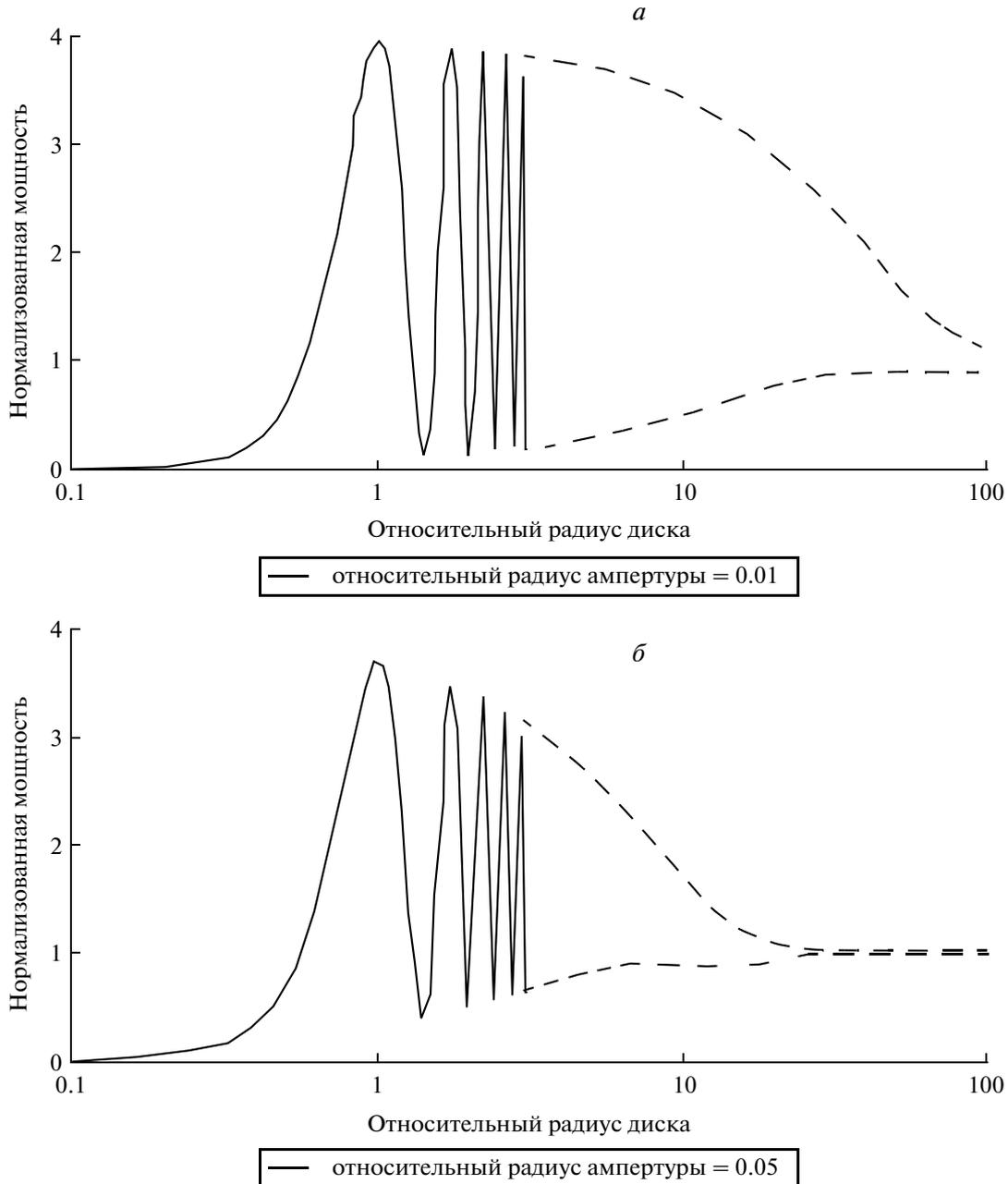


Рис. 3. Зависимость нормализованной зеркально отраженной осевой мощности от относительного радиуса диска для относительного радиуса апертуры 0.01 (а) и 0.05 (б); для больших значений аргумента штриховой линией показана только огибающая осциллирующей функции мощности.

пока радиус диска не становится равным радиусу ПЗФ. Далее он начинает осциллировать с уменьшением размаха амплитуды и периода колебаний и приближается к 1 при больших значениях относительного радиуса диска. Для больших радиусов ПЗФ (левый график) это приближение происходит медленнее, чем с ПЗФ меньшего радиуса (правый график). Если установить значение нормализованного обратного рассеяния равным 0.9 при $r_d/r_F \gg 1$ как критерий перехода диска к бесконечной плоскости, то можно показать, ос-

новываясь на (32), что этот переход имеет место при условии $\frac{r_d}{r_F} \geq 1.1 \frac{r_F}{r_a}$. Первый минимум осцилляции для $r_d/r_F \geq 1$ имеет место при $r_d/r_F \approx 1.5$. Таким образом, дискообразная область с радиусом $1.5r_F$ дает минимальное значение обратного рассеяния по сравнению с ПЗФ или с бесконечной плоскостью. Амплитуда первого минимума зависит от относительного радиуса апертуры r_a/r_F и для значений 0.01 и 0.05 составляет приблизи-

тельно 0.1 и 0.5 соответственно. Соответствующее уменьшение обратного рассеяния по сравнению с максимальным значением составляет 39 и 7.4 раза (~16 и 9 дБ соответственно). Эти цифры иллюстрируют глубину осцилляций, которые больше для меньшей относительной апертуры, и ситуацию, когда поверхность большего геометрического размера дает более слабое обратное рассеяние, чем меньшая область. Для “малого” диска с $r_d/r_F \ll 1$ можем получить из (32) что

$$\frac{P_{0,d,small}}{P_{0,inf}} \approx \left(\frac{\pi r_a r_d}{2 r_F r_F} \right)^4,$$

где обратное рассеяние пропорционально четвертой степени размера малого диска, что совпадает с классической оценкой ЭПР для данного случая (Knott, et al., 2004). Следовательно, общее решение (32) включает в себя также результаты, полученные в приближении геометрической оптики.

УРАВНЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИИ В ОБЩЕПРИНЯТОЙ ФОРМЕ

Для представления полученного аналитического решения (24) в общепринятых терминах необходимо коэффициент взаимодействия (25) выразить через коэффициент усиления антенны по мощности, которое является функцией от пространственного распределения напряженности электрического поля по апертуре (например, Hansen, 1964)

$$G = \frac{4\pi \left| \int_{s_a} \dot{E}(\rho_a, \varphi_a) dS_a \right|^2}{\lambda^2 \int_{s_a} |\dot{E}(\rho_a, \varphi_a)|^2 dS_a}. \quad (33)$$

Здесь возбуждающее электрическое поле $\dot{E}(\dots)$ является отраженным полем (21), скорректированным на АОФ (11). После несложных преобразований получаем

$$G_e = \frac{4\pi}{\lambda^2} A_e \left[\frac{1}{(1+T^2)} \frac{1}{1 + \left(\frac{M}{1+T^2} \right)^2} \right], \quad (34)$$

где $A_e = \frac{2\pi}{\alpha^2}$. Для $g < 1$, член [...] ≈ 1 , и, следовательно, $G_e \approx \frac{4\pi}{\lambda^2} A_e$. Выражая $A_e = \pi r_e^2 = \pi \alpha^{-2}$ и записывая усиление антенны в виде $G_e = 2 \left(\frac{2\pi}{\alpha \lambda} \right)^2$, уравнение радиолокации (24) для бесконечной гладкой

поверхности может быть записано в общепотребительной форме

$$P_r = \frac{1}{4} P_t \left(\frac{\pi}{\lambda z_s \alpha^2} \right)^2 \Gamma_0^2 = P_t \frac{1}{2^6} \left(\frac{G_e \lambda}{2\pi} \right)^2 \frac{1}{z_s^2} \Gamma_0^2. \quad (35)$$

Обозначая РЛ-уравнение для кольца (31) как $\frac{P_{0,a}}{P_{0,inf}} = \gamma(r_{min}, r_{max})$, уравнение (35) может быть обобщено в том числе для зеркального отражения от гладкого, плоского и однородного большого кольца (диска)

$$P_r = P_t \frac{1}{2^6} \left(\frac{G_e \lambda}{2\pi} \right)^2 \frac{1}{z_s^2} \gamma(r_{min}, r_{max}) \Gamma_0^2. \quad (36)$$

СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННОГО УРАВНЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИИ С ИЗВЕСТНЫМИ РЕЗУЛЬТАТАМИ

Уравнение (36) может быть сопоставлено с аналогичным уравнением для однородной поверхности, полученным Kerr, Goldstein (1951) в приближении геометрической оптики и прокомментированное Атласом (Atlas, 1960) с использованием метода изображений. Оценка ЭПР плоской и гладкой бесконечной поверхности этим способом равна

$$\sigma = \Gamma_0^2 \pi z_s^2, \quad (37)$$

и соответствующее уравнение радиолокации имеет вид

$$P_r = P_t \frac{1}{2^4} \left(\frac{G \lambda}{2\pi} \right)^2 \frac{1}{z_s^2} \Gamma_0^2. \quad (38)$$

Это уравнение с точностью до постоянного коэффициента совпадает с уравнением (36), при $\gamma = 1$ (бесконечная поверхность). Таким образом, выполненный вывод доказывает точно вид уравнения радиолокации для бесконечной поверхности для частного случая постоянного коэффициента отражения Френеля, полученного ранее эвристически в приближении геометрической оптики. Уравнение (36) отличается от классического уравнения (38) дополнительным множителем $1/2^2$. Это обусловлено включением неравномерности распределения напряженности электрического поля по апертуре (11) в нашем рассмотрении. Если в классическое уравнение (38) ввести поправочный коэффициент, называемый “эффективностью апертуры” $k_{eff}^2 = 0.5^2$, то классическое уравнение точно совпадет с нашей оценкой (35). Коэффициент k_{eff} учитывает разницу между реальным распределением поля и идеальным равномерным распределением при передаче и приеме (например, Ulaby et al., 1981).

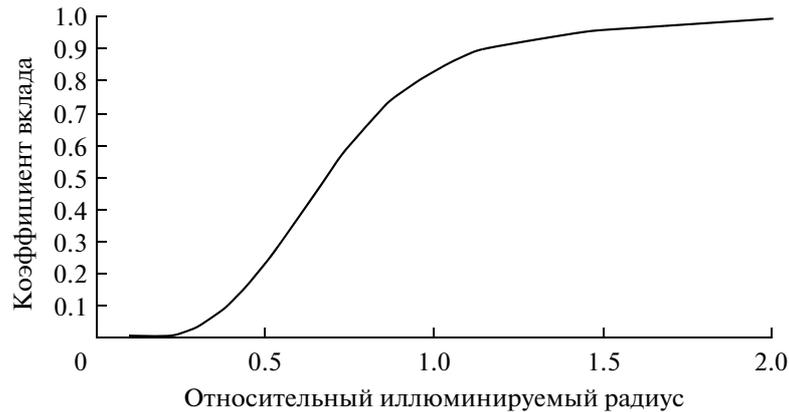


Рис. 4. Зависимость коэффициента вклада от относительного радиуса $\eta = r_{ill}/r_F$ для плоской бесконечной и однородной поверхности; вертикальная штриховая линия соответствует значению $\eta_{0,9} = 1.15$.

Следующее сравнение может быть проведено на основании известного результата по оценке обратного рассеяния от большого диска в ближней зоне. Наиболее близкий пример приведен в работах (Pouliguen, Desclos, 1996; Pouliguen et al., 2008), где производились полевые измерения осевой ЭПР от металлического диска в ближней зоне, что соответствует условию “большого” диска. Теоретические оценки проводились для сферической волны без учета эффективного размера антенной апертуры. Параметр γ при $r_a = 0$ из (32) равен

$$\gamma = 2 \left\{ 1 - \cos \left[\pi \left(\frac{r_d}{r_F} \right)^2 \right] \right\}. \quad (39)$$

Эта величина совпадает с теоретическими и экспериментально подтвержденными параметрами осцилляций отраженного сигнала от металлического диска в соответствии с цитированными выше статьями. Следовательно, мы можем констатировать, что полученное уравнение (36) также частично верифицировано независимой теоретической оценкой и результатами полевых измерений.

ОЦЕНКА ДОМИНИРУЮЩЕЙ ОБЛАСТИ ПРИ ЗЕРКАЛЬНОМ ОТРАЖЕНИИ

Важной характеристикой обратного рассеяния от плоской поверхности является так называемая “блестящая” область. Эта часть всей облучаемой поверхности, дающая основной (доминирующий) вклад в отраженный сигнал. Для оценки блестящей области на бесконечной плоскости мы введем коэффициент вклада (δ), который определяет часть общей мощности рассеянной круговой областью заданного радиуса. Предполагается, что вся мощность рассеивается областью с радиусом, который во много раз больше, чем радиус ПЗФ. Таким образом,

$$\delta = \frac{P_r \{g(\eta)\}}{P_r \{g(\eta) \ll 1\}} = \frac{H_g \{g(\eta)\}}{H_g \{g(\eta) \ll 1\}}, \quad (40)$$

где $\eta = \left(\frac{r_{ill}}{r_F} \right) = \frac{2}{\pi} \alpha r_F$ есть относительный радиус освещаемой области (r_{ill} определяется (15)) и $g(\eta) = \frac{2}{\pi} \eta^{-2}$. Поскольку $H_g(g \ll 1) \approx (g/2)^2$, и принимая во внимание (25), для однородной поверхности коэффициент вклада может быть выражен через КФФ (2)

$$\delta = \left(\frac{2}{g} \right)^2 \frac{1}{1 + T^{-2}}, \quad (41)$$

где параметр T определяется точным выражением (22). Как следует из графика (41), изображенного на рис. 4, коэффициент вклада растет плавно при увеличении радиуса вплоть до уровня насыщения при 1 (0 дБ). Он достигает величины 0.9 (~-0.5 дБ), при $\eta_{0,9} \approx 1.15$, что соответствует значению квадратного фазового фактора $g_{0,9} \approx 0.48$. Таким образом, зона с радиусом, приблизительно равным радиусу ПЗФ, является блестящей областью зеркального рассеяния от бесконечной однородной и плоской поверхности. Эта оценка соответствует известным качественным оценкам (например, Beckmann, Spizzichino, 1963; Бреховских, 1973). Полученный результат иллюстрирует также неопределенность в характеристике зеркального рассеяния путем коэффициента обратного рассеяния, определяемого как отношение ЭПР освещаемой области к ее геометрической площади (например, Ulaby et al., 1982). В отличие от диффузного рассеяния, область основного вклада при зеркальном отражении меньше, чем освеща-

мая область, и в общем случае она изменяется в зависимости от конкретной конфигурации распределения коэффициента отражения по поверхности. Коэффициент вклада для заданного неоднородного пространственного распределения коэффициента отражения может быть рассчитан с использованием численных методов и в соответствии с приведенной выше схемой расчета. Необходимо отметить, что основная роль ПЗФ для гладкой однородной поверхности является следствием участия в отражательном процессе всей освещаемой области. Но это не является основанием считать площадь ПЗФ равной ЭПР всей этой области, как это сделано, например, при оценке обратного рассеяния подповерхностным радиолокатором в работе (Godio, 2009).

ОЦЕНКА ПОВЕРХНОСТНОЙ ОТРАЖАЕМОСТИ ПО ВЕЛИЧИНЕ ЗЕРКАЛЬНОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Как было упомянуто выше, применение коэффициента обратного рассеяния как меры зеркальной отражающей способности поверхности не вполне корректно из-за априорной неопределенности в размере области, вносящий основной вклад в зеркальное рассеяние. С другой стороны, уравнение (24) позволяет предложить простой способ измерения поверхностной отражаемости, которая может быть характеризована постоянным коэффициентом отражения Френеля Γ_0 . Поскольку обычно технические РЛ-параметры точно не известны во время практических измерений, то калибровка может быть проведена путем использования какой-либо реперной поверхности с известным Γ_0 . Представляется, что область открытой воды в невозмущенном состоянии может быть такой реперной целью. Таким образом, измеренный коэффициент отражения от плоской поверхности может быть представлен в долях коэффициента отражения воды

$$\Gamma_0^2 = \frac{P_r}{P_{r,w}} \frac{H_g}{H_{g,w}} \Gamma_{0,w}^2 \quad (42)$$

В качестве простого примера применения полученного соотношения для геофизических исследований мы рассмотрим некоторые результаты наблюдения за плавающим льдом самолетным альтиметром Ku-диапазона (Drinkwater, 1991). В этом исследовании производилось альтиметрическое зондирование плавающего льда в прол. Фрама восточной Гренландии, которое сопровождалось синхронной аэрофотосъемкой в надиры для определения типа поверхности. Производилось зондирование попеременно плавающего льда и областей открытой воды у побережья и в переход-

ной зоне. Поскольку все инструментальные и геометрические параметры эксперимента оставались неизменными, можно положить, что $H_g = H_{g,w}$ и (42) записать в виде

$$\Gamma_0^2 = \frac{P_r}{P_{r,w}} \Gamma_{0,w}^2 = \Gamma_{0,w}^2 \text{dec} \left[0.1 \left(\frac{P_r}{P_{r,w}} \right)_{dB} \right], \quad (43)$$

где отношение мощностей выражено в дБ, $\text{dec}(x) \equiv 10^x$. Предполагается, что плавающий лед близок к модели плоской поверхности. Анализ данных, представленных в цитируемой статье, показывает, что обратное рассеяние от открытой воды в прибрежной и переходных областях соответственно на 4 и 8 дБ выше рассеяния от одиночных льдин среднего и большого размера. Действительная компонента диэлектрической проницаемости для морской воды при температуре 0°C для Ku-диапазона (14 ГГц) равна ϵ_w 36 (Meissner, Wentz, 2004), и соответствующий коэффициент отражения Френеля для мощности для воды при нормальном облучении равен (например, Kerr et al., 1951)

$$\Gamma_{0,w}^2 = \left(\frac{\sqrt{\epsilon_w} - 1}{\sqrt{\epsilon_w} + 1} \right)^2 = 0.51.$$

Подстановка этого значения в (43) вместе с упомянутой выше разностью мощностей позволяет получить $\Gamma_0 = 0.45$ и $\Gamma_0 = 0.28$ для прибрежной и переходной областей соответственно. Методическое достоинство рассмотренного способа количественной характеристики типа поверхности состоит в использовании относительных измерений, которые точнее абсолютных. Такие измерения совместно с полевыми измерениями *in situ* полезны для классификации льда и дистанционного мониторинга его изменения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа представляет оценку зеркального РЛ обратного рассеяния от гладкой и плоской поверхности с произвольным распределением коэффициента отражения Френеля в приближении физической оптики и может быть использована как основа для дальнейшего совершенствования моделей обратного рассеяния от геофизической поверхности (ГП). Сформулирован критерий дальнейшей зоны для плоской поверхности (7). Количественно подтверждено, что ее основная часть всегда находится в ближней зоне независимо от расстояния до радиолокатора. Следовательно, взаимодействие с ГП должно описываться в приближении физической оптики и не может характеризоваться

ваться ЭПР, которая определена только для точечных целей в приближении плоской волны. Для расчета обратного зеркального рассеяния иллюминируемая область ГП представляется как круговая поверхностная “апертура”, которая возбуждается излучением радиолокатора. Выведено уравнение радиолокации (19) в общей форме для произвольно распределенного коэффициента отражения Френеля по ГП и гауссовской формы основного лепестка диаграммы направленности антенны при использовании приближения Кирхгофа и аппроксимации Френеля. В частном случае постоянного коэффициента отражения на всей освещаемой области ГП уравнение представлено в аналитическом виде (24) и совпадает с классическим уравнением радиолокации (38). Основываясь на общем решении (19), получена общеупотребительная форма уравнения (36), которая позволила рассчитать РЛе зеркальное обратное рассеяние от таких пространственно ограниченных целей, как большие кольцо и диск. Эти оценки необходимы для анализа зеркальной составляющей альтиметрического эхо-сигнала. Кроме того, диск может моделировать некоторые геофизические образования, такие как, например, плавающие льдины. Поскольку полученное решение учитывает размер антенны, то оно может быть применено к реальным РЛ-системам. Частный результат для большого диска (32) совпадает с известными результатами, подтвержденными полевыми экспериментами. Аналитическая форма уравнения для плоской поверхности не может быть получена для всех случаев, но соответствующий расчет может быть произведен численно, основываясь на полученных результатах, для любой заданной пространственной конфигурации коэффициента отражения. Показан метод расчета области, дающей наибольший вклад в обратное зеркальное рассеяние, который проиллюстрирован на примере однородной плоской поверхности. Характеристика зеркальной компоненты отраженного сигнала, обычно используемым РЛ-коэффициентом обратного рассеяния, затруднена, поскольку, как показал проведенный анализ, размер области, вносящей основной вклад в обратное зеркальное рассеяние, зависит от пространственной конфигурации коэффициента отражения Френеля. Для непротиворечивой характеристики рассеивающих свойств геофизической поверхности более корректно выражать ее посредством коэффициента отражения Френеля. Основываясь на полученном уравнении радиолокации (24), предложен методический подход для измерения отражающих свойств поверхности путем сравнения с величиной обратного рассеяния от реперной поверхности с известным коэффициентом отражения Френеля.

Автор выражает признательность анонимному рецензенту за полезные замечания, которые в ос-

новном были учтены. Данная работа поддерживалась научной программой НАСА по исследованию криосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бреховских Л.М.* Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973. 244 с.
- Кондратенков Г.С., Потехин В.А., Реутов А.П., Феоктистов Ю.А.* Радиолокационные станции обзора Земли. М.: Радио и связь, 1983. 272 с.
- Мельник Ю.А., Зубкович С.Г., Степаненко В.Д., Соколов Ю.П., Губин В.А., Дулевич В.Е., Переслегин С.В., Веретягин А.А., Глушков В.М., Юрков Ю.А.* Радиолокационные методы исследования Земли. М.: Советское радио, 1980. 264 с.
- Atlas D.* Possible key to the dilemma of meteorological “angel” echoes // *J. Meteorol.* 1960. V. 17. №. 2, pp. 95–103.
- Barrick D. E.* Remote sensing of sea state by radar // *Remote Sensing of the troposphere.* NOAA, Univ. of Colorado, Ch. 12 / Ed. V.E. Derr. August, 1972. P. 12.1–12.46.
- Beckmann P., Spizzichino A.* The scattering of electromagnetic waves from a rough surface. A Pergamon Press Book, The Macmillan Company, N.Y., 1963. 503 p.
- Bogush A.J., Jr.* Radar and the atmosphere. Artech House, Inc., Norwood, MA, 1989. 452 p.
- Born M., Wolf E.* Principles of optics. 7th ed. Cambridge Univ. Press, UK, 1999. 952 p.
- Brown G.S.* The average impulse response of a rough surface and its applications // *IEEE Trans. on Antennas & Propagat.* 1977. V. AP-25, № 1 P. 67–74.
- Brown G.S.* A theory for near-normal incidence microwave scattering from first-year sea ice // *Radio Sci.* 1982. V. 17. P. 233–243.
- Drinkwater M.R.* Ku band airborne radar altimeter observations of marginal sea ice during the 1984 Marginal Ice Zone experiment // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № C3. P. 4555–4572.
- Davis C.H.* Temporal change in the extinction coefficient of snow on the Greenland ice sheet from an analysis of Seasat and Geosat altimeter data // *IEEE Trans. on Geosci. & Rem. Sens.* 1996. V. 34 (5). P. 1066–1073.
- Davis C.H., Moore R.K.* Combined surface—and volume-scattering model for ice-sheet radar altimetry // *J. Glaciol.* 1993. V. 39. № 133. P. 675–686.
- Fung, A.K., Eom H.J.* Coherent scattering of a spherical wave from an irregular surface // *IEEE Trans. Antennas and Propagat.* 1983. V. AP-31. № 1. P. 68–72.
- Godio A.* Georadar measurements for the snow cover density // *Amer. J. Appl. Sci.* 2009. V. 6 (3). P. 414–423.
- Hansen R.C.* Aperture Theory // *Microwave Scanning Antennas* / Ed. R.C. Hansen. Ch. I. N.Y.: Academic Press, Inc. 1964. P. 1–106.
- Kerr D.E., Fishback W.T., Goldstein H.* Reflection from the Earth’s surface // *Propagation of short radio waves* / Ed. D.E. Kerr. Ch.5. McGraw-Hill Book Company, Inc. 1951. P. 396–444.
- Kerr D.E., Goldstein H.* Radar targets and echoes // *Propagation of short radio waves* / Ed. D.E. Kerr. Ch.6. McGraw-Hill Book Company, Inc. 1951. P. 445–587.

- Knott E.F., Shaeffer J.F., Tuley M.T.* Radar Cross Section. 2nd ed. SciTech Publishing, Inc., Raleigh, 2004. P. 384.
- Meissner T., Wentz F.J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Transac. Geosci. and Rem. Sens. 2004. V. 42. №9. P. 1836–1849.
- Moore R.K., Williams C.S., Jr.* Radar terrain return at near-vertical incidence // Proceedings of the IRE. 1957. V. 45. P. 228–238.
- Newkirk M.H., Brown G.S.* A waveform model for surface and volume scattering from ice and snow // IEEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 1996. V. 34. № 2. P. 444–456.
- Newkirk M.H., Brown G.S.* Issues related to waveform computations for radar altimeter applications // IEEE Transact. Antennas and Propagat. 1992. V. 40. № 12. P. 1478–1488.
- Noveltis C.R.* Feasibility study of imaging the Antarctic ice using a spaceborne P-band radar // WP 200, Electromagnetic model review document, ESA contract № 18195/04/NL/CB, July 2005, 91 p.
- Peebles P.Z.* Radar Principles. N. Y.: John Wiley and Sons, Inc., 1998. 766 p.
- Pouliguen P., Desclos L.* A physical optics approach to near field RCS computations // Ann. Telecommun. 1996. V. 51. № 5–6. P. 219–226.
- Pouliguen P., Hemon R., Bourlier C., Damiens J.F., Sailard J.* Analytical formulae for radar cross section of flat plates in near field and normal incidence // Progr. In Electromagn. Res. B. 2008. V. 9. P. 263–279.
- Skolnik M.I.* Radar handbook, (2nd ed.). McGraw-Hill, 1990.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* Microwave remote sensing. Fundamentals and Radiometry. V. I. Addison-Wesley Publishing Company, Inc. Advanced Book Program/World Science Division, 1981. P. 456.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* Microwave remote sensing. Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. V. II. Addison-Wesley Publishing Company, Inc. Advanced Book Program/World Science Division, 1982. P. 1064.

Assessment of Specular Radar Backscatter from Geophysical Surface

B. S. Yurchak

University of Maryland, Goddard Earth Sciences & Technology Center, Greenbelt, USA

The radar equation is derived for specular component of the backscatter from a surface with arbitrary distributed Fresnel reflection coefficient under physical optics approach. The close-form of the equation is obtained for a homogeneous annulus and a disk. Limitation of the radar cross section concept for assessment of scattering properties of the spatially extended target is shown. The results obtained can be a base for further development of altimeter return waveform model from a geophysical surface.

Keywords: specular reflection, planar surface, radar altimeter

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

РЕГИОНАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОРЯКИИ И ЧУКОТКИ ПО КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2012 г. Г. А. Миловский*, В. В. Лебедев, Я. В. Ненадов

Научный геоинформационный центр РАН, Москва

*E-mail: oregas@mail.ru

Поступила в редакцию 26.04.2011 г.

На основе комплексной обработки многозональной космической съемки Landsat и геолого-геофизических данных выявлены региональные структуры, определяющие позицию хромитоносных ультраосновных массивов Корякии и восточной Чукотки. Выполнена апробация синтезированных космических изображений для выявления фаций гипербазитов.

Ключевые слова: многозональная космическая съемка, геолого-геофизические данные, месторождения хромитов

С целью установления закономерностей распределения хромитовой минерализации на территории Корякии и восточной Чукотки предпринято изучение материалов многозональной космической съемки Landsat, геологических и гравиметрических данных. На основе обработки космических данных с помощью программных продуктов ArcGIS и ENVI определены возможности дешифрирования потенциальных рудных полей в пределах Усть-Бельского гипербазитового массива.

Компьютерная обработка космических снимков включает несколько последовательно выполняемых этапов. Первым этапом является формализация компьютерной обработки (фильтры, трансформации, синтез), которая достигается разбиением процесса редактирования космических изображений на элементарные операции. На втором этапе осуществляется типизация процедур компьютерной обработки для выявления на снимках поисковых признаков различного класса. К точечным поисковым признакам относятся (в зависимости от масштаба исследований) месторождения, рудопроявления, рудные точки; к линейным и площадным – разрывные нарушения, магматические тела, зоны метасоматических изменений и т.п. Изучаемые поисковые признаки могут и не являться геологическими объектами. Например, в качестве поисковых признаков могут выступать значения ΔTa магнитного поля, или величины запасов месторождений.

В результате выполнения работ на первых двух этапах формируется последовательность процедур, позволяющая по исходному космическому фотоизображению земной поверхности создать компьютерный образ того или иного поискового

признака. Затем осуществляется оптимизация создаваемых компьютерных образов данного поискового признака: задача сводится к такому подбору последовательности компьютерных процедур, чтобы образ, полученный в результате обработки снимка, как можно точнее соответствовал эталонному поисковому признаку на карте. Таким образом обрабатывают космические снимки по площади, для которой делается прогноз, получают распределение данного поискового признака на эту территорию и намечают участки для наземных заверочных работ.

Результаты космодешифрирования представлены на рис. 1. Основными структурными элементами, определяющими тектоническое строение исследуемого района, являются разломы северо-восточного простирания, разделяющие области мезозойской и альпийской складчатости, и крупные кольцевые структуры. На эти структуры наложены разломы субмеридионального и субширотного (восток-северо-восточного) простираний. В Корякии хромитовое оруденение контролируется Великим и Ветвейско-Хатырским субширотными разломами, при этом наибольшая концентрация платино-хромитовых проявлений отмечается в узлах пересечения северо-восточных и субширотных разломов. Великий и Ветвейско-Хатырский разломы образуют Великохатырскую линейную зону дислокаций, в пределах которой были подвержены деформациям субмеридиональные структуры, например, такие, как Апукамаинский разлом и ранее сформированные кольцевые структуры. В пределах Великохатырской зоны дислокаций сосредоточена основная часть развитых в области альпийской складчатости постмагматических месторождений

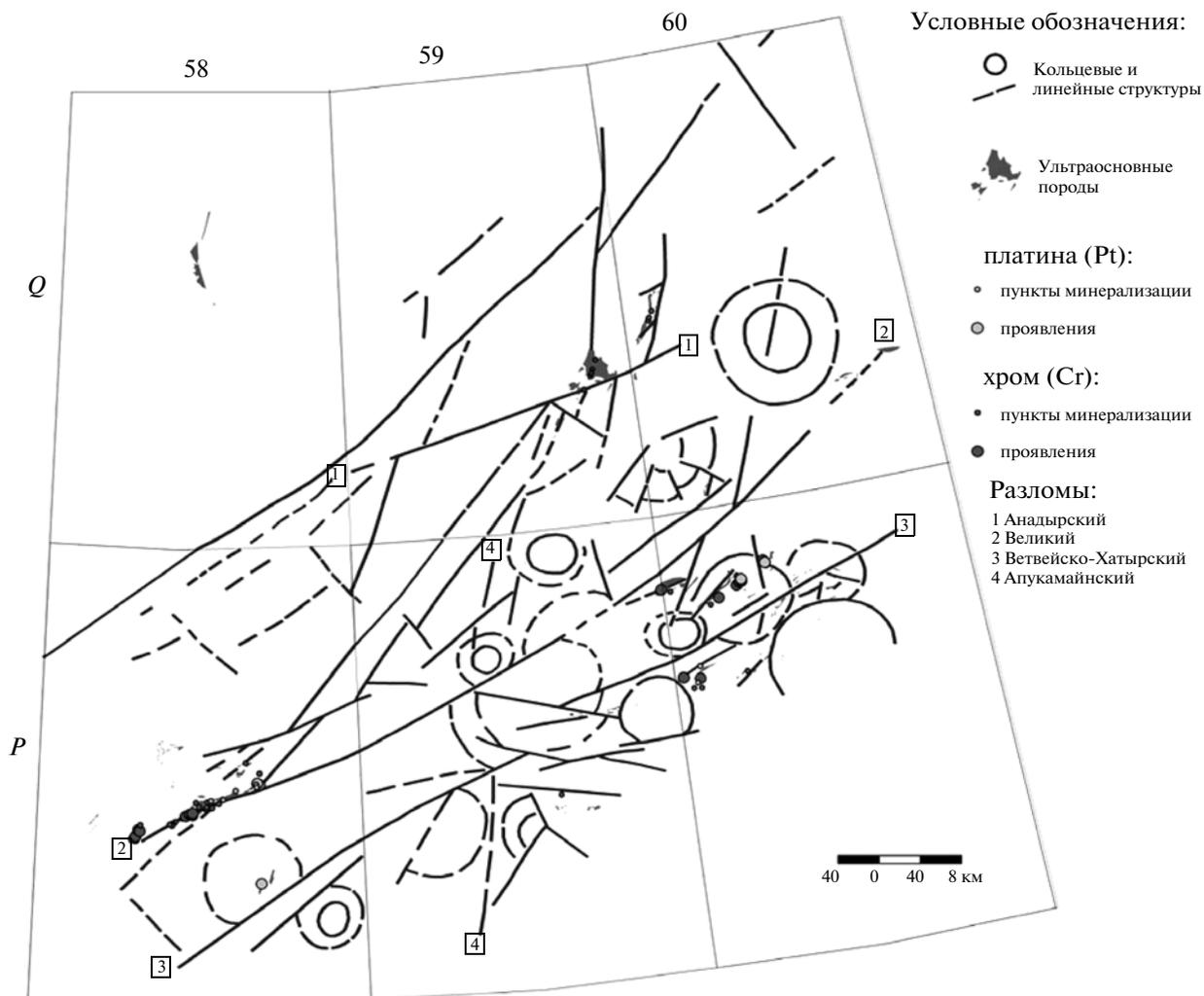


Рис. 1. Распределение проявлений хрома и платины, ультраосновных пород и результаты дешифрирования материалов многозональной космической съемки на площадь Q-58, 59, 60; P-58, 59, 60.

и проявлений золота, серебра, меди, сурьмы и ртути. Золото-серебряное оруденение локализовано главным образом по периферии кольцевых структур.

Интенсивные деформации в центральной части Великохатырской зоны дислокаций (лист P-59) находят отражение в аномальных значениях гравитационного поля. Наиболее поздние дизъюнктивы, развитые на исследуемой площади, имеют западно-северо-западное и северо-западное простирания. Сопоставление результатов космодешифрирования и геологической съемки М 1 : 1 000 000 (рис. 2 на цветн. вклейках) показало, что основные структурные элементы северо-восточного простирания успешно выявляются по результатам космодешифрирования. На геологических картах в ряде случаев отражены фрагменты крупных кольцевых структур, по данным космической съемки выявлены крупные субширот-

ные разломы (Анадырский и др.), определено взаимоотношение кольцевых и линейных структурных элементов.

Разломы северо-восточного простирания, фиксирующие границу Таловско-Майнского поднятия, смещаются Анадырским субширотным разломом. В узле пересечения этих разломов локализованы самый крупный в исследуемом регионе Усть-Бельский ультраосновной массив и ряд его сателлитных интрузивов. Геологическое строение Усть-Бельского гипербазитового массива представлено на рис. 3. Изучение хромитоносности гипербазитовых массивов основывается на структурных, формационных и петрологических критериях, включает анализ фациальных комплексов и пространственного распределения оруденения внутри массива (Белов и др., 2000; Гурская и др., 2000). В пределах Усть-Бельского гипербазитового массива выделяются участки

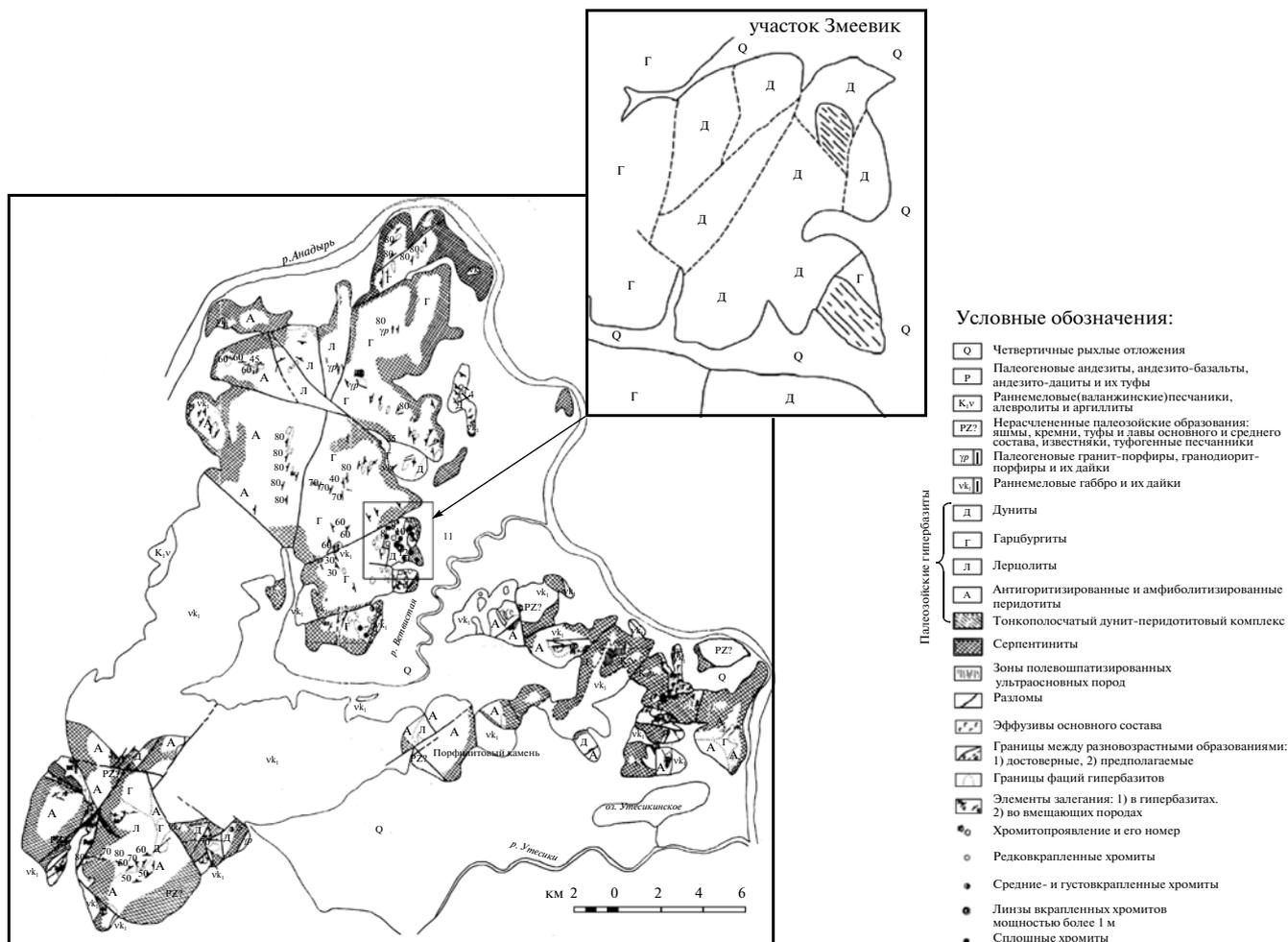


Рис. 3. Строение Усть-Бельского массива по (Силкин, Стерлигова, 1973).

различной степени перспективности (Силкин, Стерлигова, 1973). Перспективная площадь в центральной части массива на левобережье р. Ветвистой (участок Змеевик) охватывает крупное поле дунитов с многочисленными рудопроявлениями хромитов. Хромиты Усть-Бельского массива высокоглиноземистые. В наиболее крупных телах, представленных сплошными и нодулярными рудами, содержание в хромшпинелидах Cr_2O_3 составляет 38–41%, реже до 50%, при отношении $Cr_2O_3 : FeO = 2.5 \div 3.7$. На междуречье р. Ветвистой и р. Утесики ультраосновные породы представлены серпентинизированными и амфиболитизированными перидотитами и дунитами; значительную часть площади занимают серпентиниты. В северо-западной части массива проявления хромитов неизвестны.

Установлено, что основные структурные элементы и фациальные комплексы Усть-Бельского массива могут быть успешно дешифрированы в результате обработки материалов многозональ-

ной космической съемки. На космических снимках отчетливо трассируется субмеридиональный разлом, разделяющий гарцбургиты и находящиеся западнее лерцолиты и амфиболитизированные перидотиты (рис. 4 на цветн. вклейках). Последние по фототону изображения отчетливо отличаются от габброидов, расположенных южнее.

В поле развития как гипербазитов, так и габброидов следует отметить зонально-концентрические морфологические элементы, которые придают фотоизображению ячеистую текстуру и, вероятно, отражают процесс становления интрузий. На снимках отчетливо проявлены разломы восток-северо-восточного простирания, субпараллельные региональному Анадырскому разлому. Северо-западные разломы — наиболее поздние из дизъюнктивов, секущих Усть-Бельский массив, — также хорошо дешифрируются на космических снимках.

Важное место при прогнозе хромитового оруденения отводится выявлению фаций дунитов и

гарцбургитов, в которых локализована большая часть хромитовой минерализации. В результате RGB-синтеза изображений каналов 4, 5 и 2 Landsat эти фации дешифрируются в пределах Усть-Бельского массива гипербазитов (рис. 5 на цветн. вклейках). Площади развития гипербазитов и габброидов, участки серпентинизации гипербазитов также могут быть с высокой вероятностью оконтурены на основе обработки в ENVI синтезированных космических снимков каналов 1, 2 и 3 Landsat (рис.6 на цветн. вклейках).

ВЫВОДЫ

Космогеологическое дешифрирование региональных структур Корякско-Чукотского региона позволило установить приуроченность хромитовых гипербазитов к участкам пересечения региональных северо-восточных и субширотных разломов. На примере Усть-Бельского массива, локализованного в узле пересечения субширотного Анадырского разлома и субмеридионального разлома, трассирующегося по р. Белая, показана

на принципиальная возможность выявления хромитовых фаций гипербазитовых массивов на основе синтеза космических изображений в видимом и ИК-диапазонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов С.В., Голивкин Н.И., Дробот Г.Д. и др. Подготовка методического руководства по оценке прогнозных ресурсов железа, марганца, хрома, титана, флюорита, молибдена, вольфрама, олова, бокситов, ниобия, тантала, слюды-мусковита, бора, бериллия. ВИМС, 2000. 333 с. (Росгеолфонд, инв. № 475171).

Гурская Л.И., Смелова Л.В., Шахова С.Н. Разработать научно-методические основы прогнозирования и поисков промышленных типов платинометаллических руд в хромосодержащих гипербазитовых массивах РФ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 177 с. (Росгеолфонд, инв. № 475587).

Силкин В.Г., Стерлигова В.Е. Составление прогнозно-металлогенической карты хромитовосности бассейнов рек Анадырь и Великая масштаба 1 : 500000 за 1970–1973 гг. Анадырь: СВ–ГУ, 1973. 320 с. (Росгеофонд, инв. № 335857).

Regional Forecasting of Chromite Mineralization of Koryakia and Chukotka of Geospatial Data

G. A. Milovsky, V. V. Lebedev, Y. V. Nenadov

Scientific Geoinformation Center, Russian Academy of Sciences, Moscow

Based upon the complex processing done by multispectral Landsat satellite images and geological and geophysical data regional structures were revealed which determine the position of chromite-containing ultramafic massifs of Koryakia and eastern Chukotka. Testing of synthesized satellite images have been completed in order to identify facies of ultramafic.

Keywords: multispectral space images, geological and geophysical data, chromite deposits

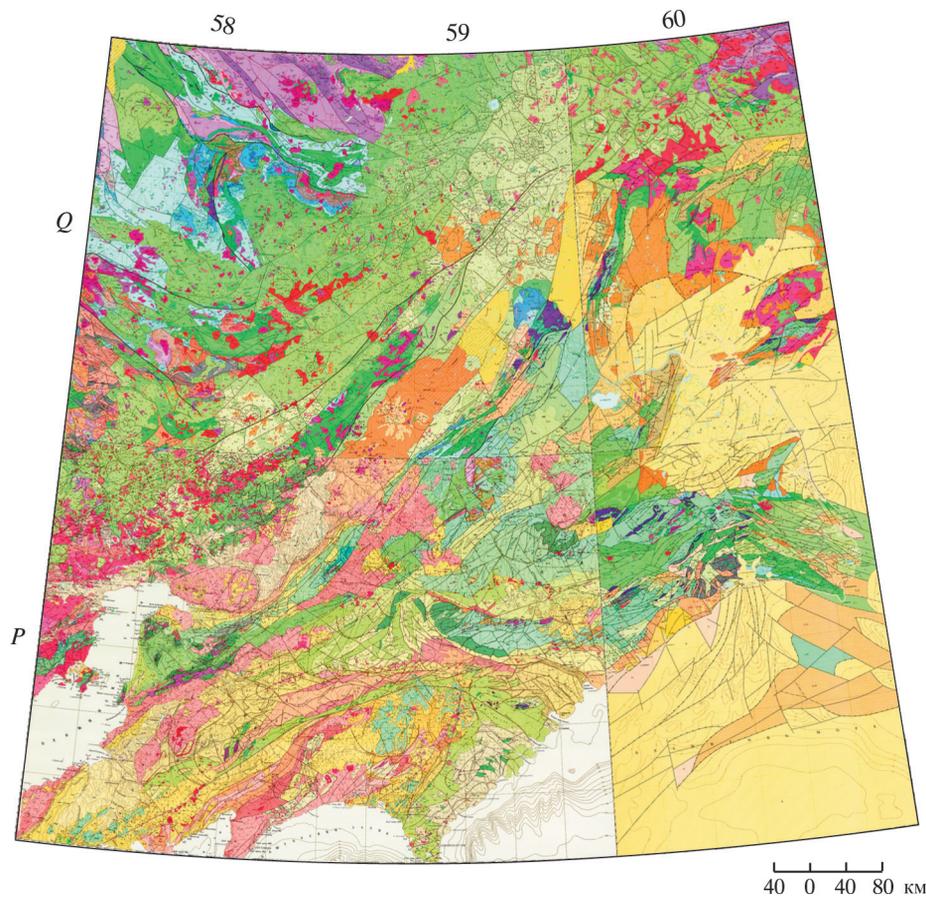
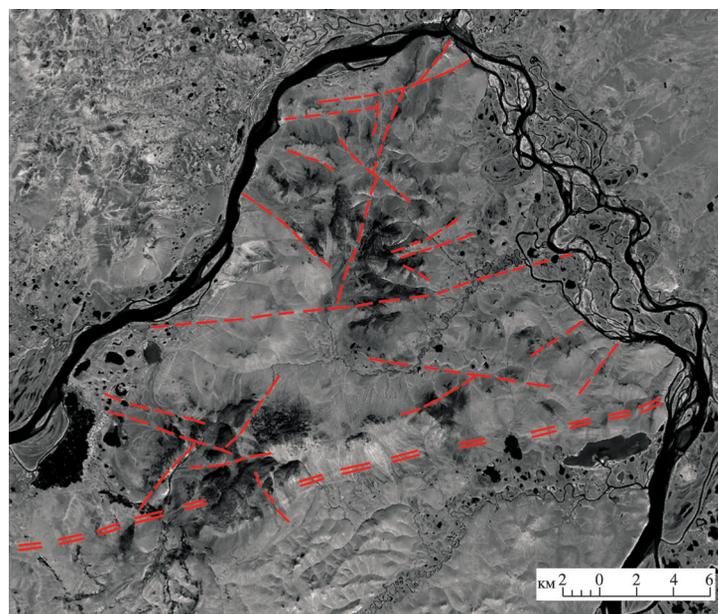


Рис. 2. Геологическая карта на площадь Q – 58, 59, 60; P – 58, 59, 60 (на основе карт М 1:1000 000).



Условные обозначения:

- Разрывные нарушения
- Анадырский разлом

Рис. 4. Результаты дешифрирования материалов многозональной космической съемки Усть-Бельского массива.



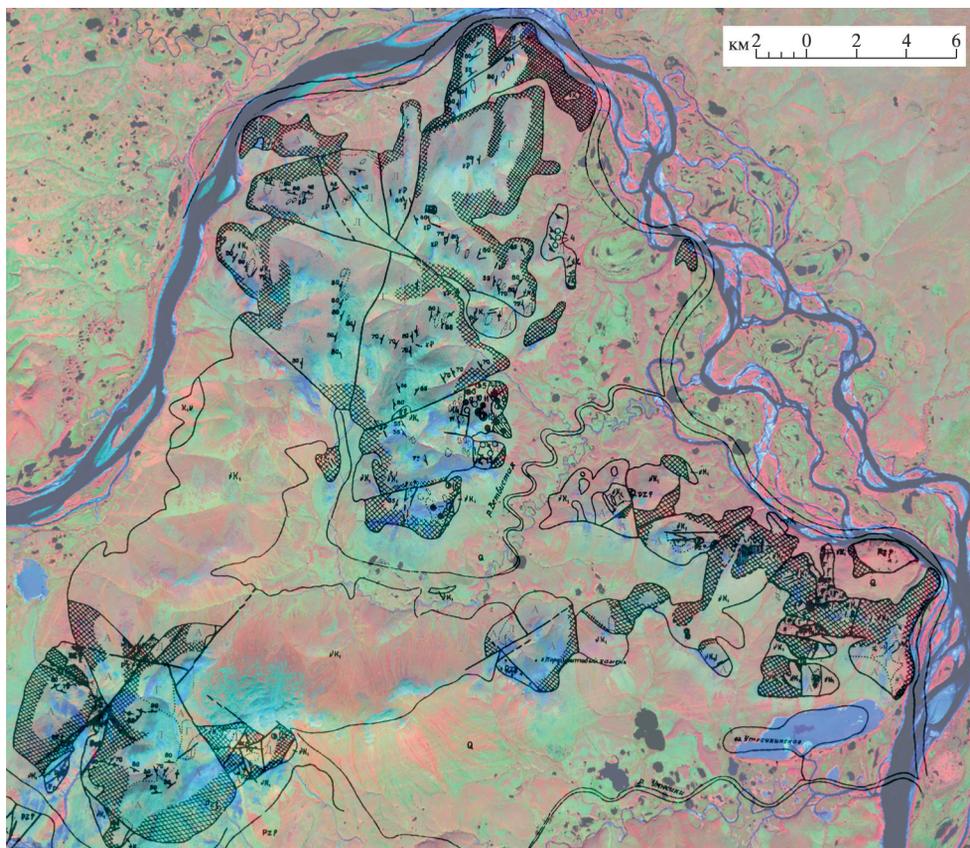


Рис. 5. Усть-Бельский массив: синтез изображений космических снимков для выявления дунитов и гарцбургитов. Условные обозначения см. на рис. 3.

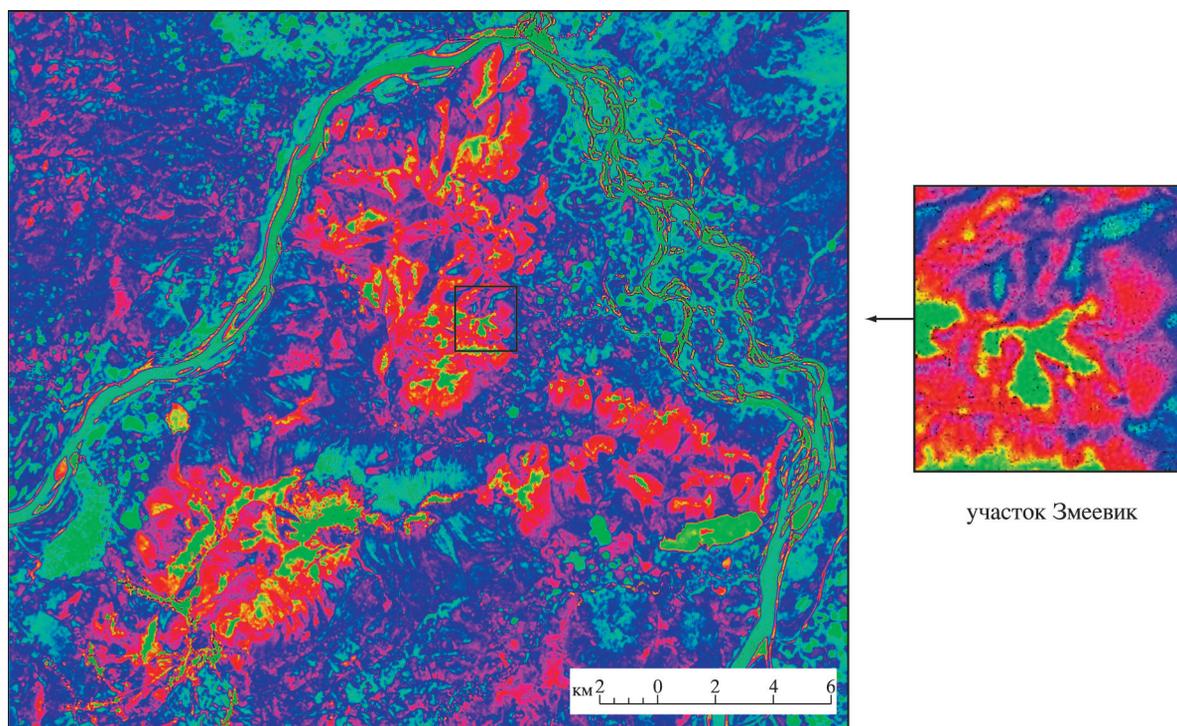


Рис. 6. Усть-Бельский массив: синтез изображений космических снимков для выявления фаций гипербазитов и габброидов.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ И ГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2012 г. А. А. Никитин^{1*}, Г. И. Юрасов², Н. С. Ванин¹

¹Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ТИНРО-Центр), Владивосток
²Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток

*E-mail: nikitin@tinro.ru; nikiti-alexandr@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.03.2011 г.

По осредненным данным многолетних судовых гидрологических измерений за 1925–2005 гг. и спутниковым изображениям за 1988–2002 гг. проведены исследования течений и вихрей в Японском море. На основании этих данных построены схемы геострофических течений и определено положение квазистационарных вихрей на поверхности моря. Показано, что вихревые образования сосредоточены вдоль струй основных течений. Предпринята попытка построения схемы поверхностных течений с учетом вихрей.

Ключевые слова: данные, спутниковые изображения, геострофическая циркуляция, вихри, течения, схема, Японское море

ВВЕДЕНИЕ

Японское море является одним из наиболее изученных бассейнов Мирового океана. В течение прошлого – начале текущего века научно-исследовательскими судами России, Японии, Кореи и США в пределах акватории Японского моря было выполнено огромное количество океанографических станций на глубинах 0–3500 м. Полученные данные использовались в издании многочисленных атласов, справочных пособий, монографий и статей по океанографии Японского моря. Наиболее полный массив данных по температуре и солености моря был использован для характеристики гидрологического режима моря (Лучин, 2003). В тоже время вопросы, связанные с динамикой вод, выпали из рассмотрения.

Расчеты течений Японского моря (Степанов, 1961), выполненные динамическим методом, были основаны на неполных данных многолетних измерений отечественных и японских судов, на основании которых удалось рассчитать течения только для трех сезонов года (лета, весны и зимы). Полученные схемы течений явились в дальнейшем тестовыми для оценки достоверности многочисленных диагностических и прогностических моделей.

Несмотря на достаточную изученность Японского моря, факты о проникновении теплолюбивой фауны рыб в северную часть Японского моря, а также наблюдающейся с конца 90-х годов прошлого столетия в южном Приморье продолжительной теплой осени, не могут быть объяснимы классической схемой течений (Яричин, 1980) (рис. 1). Совершенно ясно, что причиной увеличения численности теплолюбивых видов в Япон-

ском море, ранее неизвестных для вод Дальнего Востока тропических и субтропических видов животных, и в частности рыб, является значительное потепление вод, вызванное активизацией потоков теплых течений. Продление теплого периода (теплая осень) в районах среднего (43°–45° с.ш.) и (47° с.ш.) северного Приморья (м. Золотой) также можно объяснить поступлением субтропических вод из южных районов. С большой вероятностью это связано с горизонтальным теплообменом, обусловленным вихревыми образованиями, механизм передачи тепла которыми подробно рассмотрен в публикации (Никитин и др., 2002) одного из авторов настоящей статьи.

В середине 1980-х гг. многие исследователи стали использовать спутниковую информацию в исследовании течений и вихрей (Булатов и др., 1978; Булатов, 1980; Ichiye, Takano, 1988; Isoda, Saitoh, 1993; Isoda, 1994). На одной из первых схем (Ostrovskii, Hiroe, 1993), созданной на основе спутниковой информации, течения Японского моря показаны как совокупность вихрей. Поверхностная циркуляция Японского моря на этой схеме заметно отличается от ранее предложенной (Яричин, 1980), полученной на основе традиционных наблюдений. В течение последних 10–15 лет исследования фронтов и вихрей в Японском море развивались особенно активно в связи с широким применением в океанологии дистанционных методов измерений с искусственных спутников Земли (ИСЗ) и высокочувствительных судовых измерительных приборов. В результате этих исследований было установлено, что фронты и вихри встречаются здесь в широком спектре пространственно-временных масштабов и являются

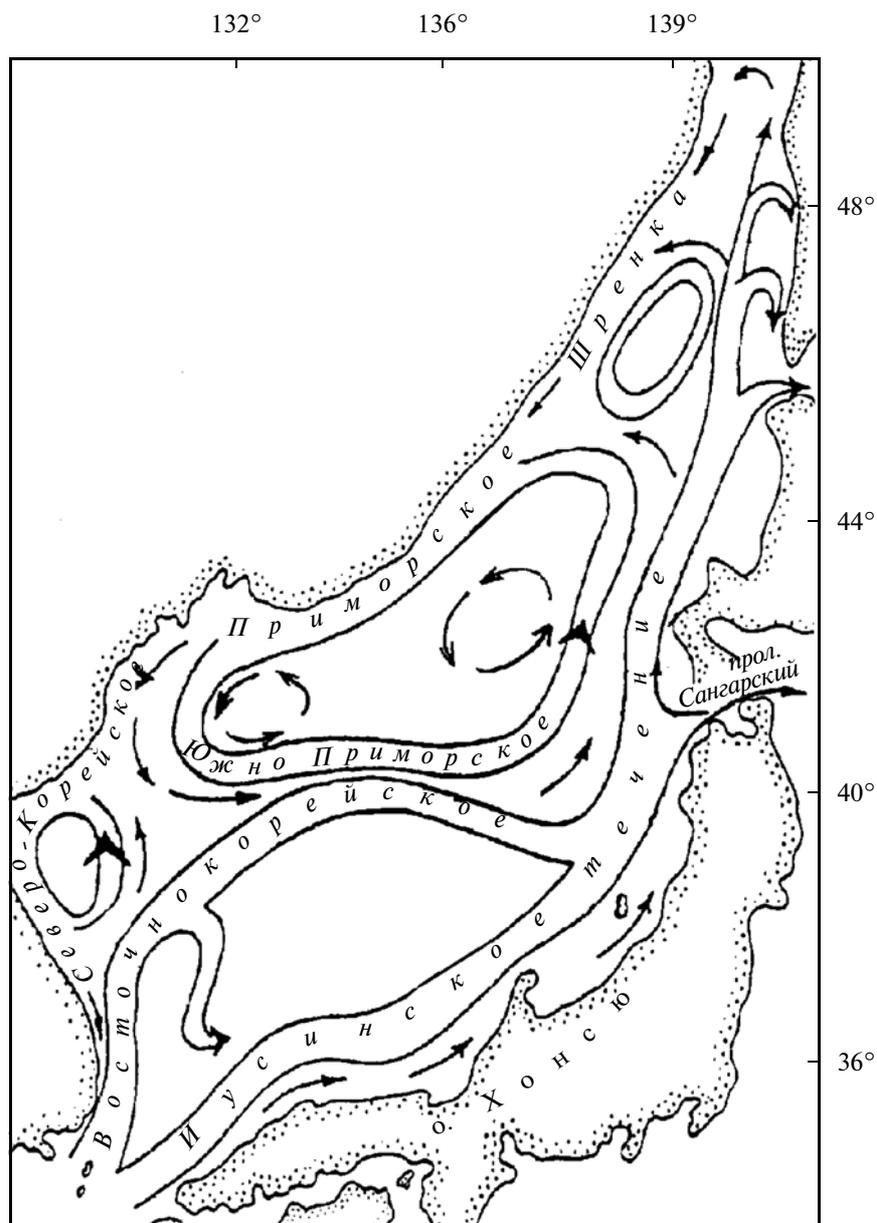


Рис. 1. Схема течений Японского моря по В. Яричину (1980).

важным элементом структуры и динамики вод как глубоководных, так и прибрежных районов. Спутниковая информация позволила детализировать некоторые участки поверхностной циркуляции вод Японского моря, особенно на участках, прилегающих к матерiku в зоне Приморского течения. Дальнейшие исследования на основе совместного анализа спутниковых данных за 1993–1994 гг. и траекторий буев 1992–1995 гг. ADCP- и СТД-зондирования (Гинзбург, 1998) позволило детально исследовать систему течений и квазистационарных вихрей Японского моря. Были представлены значения скоростей течений и основные пространственно-временные и кинематические

характеристики вихрей. Вихри можно рассматривать как замкнутые образования, переносящие воды с отличающимися от окружающих термохалинными признаками, т.е. вихри являются локальными образованиями фронтального типа. Поэтому исследование фронтов и вихрей позволило установить ареалы распространения водных масс, оценить их динамику, тепло-массоперенос, а также определить области повышенной биологической продуктивности, что актуально на современном этапе изучения освоения ресурсов Японского моря. Рациональное использование природных ресурсов прибрежных зон и увеличивающееся антропогенное

воздействие в этих областях требуют также углубленного изучения фронтов и вихрей. Кроме того, были определены районы формирования, их географическое положение, траектории и движения вихрей (Лобанов и др., 2007; Никитин, Юрасов, 2008). Было показано, что вихри и меандры могут переносить на большие расстояния воды с определенными характеристиками (Danchenkov et al., 1997; Lobanov et al., 1998; Никитин и др., 2002; Никитин, Харченко, 2002). И более поздние работы (Никитин и др., 2008) позволили приступить на основе как спутниковой, так традиционных исследований к созданию обобщенной схемы поверхностных течений, составленной с учетом влияния стационарных вихрей. Таким образом, исследования вихревой системы с использованием спутниковой информации, а также с привлечением синхронных подспутниковых судовых данных и измерений дрейфтеров по всей ее акватории, с выявлением и классификацией всех образований вихревого типа, их качественными и количественными характеристиками, динамикой, сезонной и межгодовой изменчивостью позволяет нам перейти к составлению обобщенной схемы течений с учетом стационарных синоптических вихрей, что является в настоящее время актуальной задачей как с точки зрения динамики, так и с позиции использования в практической деятельности в интересах рыболовства.

В настоящей работе была предпринята попытка сопоставления расчетных геострофических течений, построенных по гидрологическим данным для всех сезонов и поверхностных течений Японского моря, с построенными по данным спутниковой информации, и выявления их отличий.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Для построения схем геострофической циркуляции использовался исторический массив глубоководных океанографических станций, сформированный из данных, имеющихся в информационных центрах России, Японии, Кореи и США, научно-исследовательские суда которых выполняли измерения температуры и солёности в Японском море в период с 1925 по 2005 гг. Методика построения среднемесячных полей рассмотрена в опубликованной статье (Гонтов, Юрасов, 1985). Расчет течений производился динамическим методом (Зубов, Мамаев, 1956). За отсчетную (нулевую) поверхность при расчетах течений выбран горизонт 1000 м.

Для анализа вихрей используются спутниковые инфракрасные (ИК) и телевизионные (ТВ) изображения Японского моря за 1988–2002 гг., сформированные в базу данных на магнитных носителях. В эту базу включены изображения, полученные радиометром высокого разрешения (AVHRR) как в режиме автоматической передачи (APT) с пространственным разрешением около

4 км, так и изображения, полученные радиометром высокого разрешения (HRPT) с разрешением около 1 км в Институте автоматизации и процессов управления Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИАПУ ДВО РАН, г. Владивосток) и в Дальневосточном региональном центре приема и обработки данных (ДВ РЦПОД, г. Хабаровск). Также в информационный массив, начиная с 1999 г., включены данные регулярного приема аналогичной информации Межинститутского центра спутникового мониторинга, организованного на базе ИАПУ ДВО РАН (г. Владивосток). Основные положения методики обработки спутниковых снимков изложены в соответствующих работах (Булатов, 1984; Алексанин, Алексанина, 2006) и основаны на визуальном дешифрировании ИК-, ТВ-изображений, совместно с анализом судовых и синоптических данных. Основное внимание уделялось изучению таких элементов структуры, как положение, размеры, конфигурации отдельных вихрей; положение термических фронтов и горизонтальные градиенты температуры на них, положение и размеры меандров течений, отдельных ветвей и струй течений. На спутниковых снимках вихри диаметром более 20 км представлены как термические кольцевые или дугообразные образования, иногда с хорошо выраженной спиралевидной структурой.

Было привлечено около 1000 карт фронтологического анализа, построенных по данным спутниковых наблюдений. Обеспеченность спутниковыми данными по всей поверхности Японского моря была неравномерна: от нескольких изображений в сутки до полного отсутствия в течение 1–2 мес. Наибольшее количество карт построено в марте–мае и октябре–ноябре, наименьшее – летом в июле–августе. Наибольшая обеспеченность по годам приходилась на 1980–1982, 1985–1986, 1987 и с 1992 по 1996 гг. Наименее обеспеченным районом в Японском море являлся Татарский пролив.

Прежде чем перейти к обсуждению результатов, остановимся на факторах, обуславливающих термический режим того или иного сезона. В холодную половину года (зима, весна) в море наблюдается многообразие вихревых образований различных знаков и различных масштабов. Термическая структура моря в этот период хорошо прослеживается. Отметим, что основное влияние на термическую структуру моря оказывает адвекция вод. Поэтому различные элементы структуры (фронты, вихри, струи течений) прослеживаются на ИК-снимках довольно четко. В теплую половину года (лето и осень) за счет радиационного прогрева поверхностного слоя градиенты температуры воды на поверхности моря сглаживаются, и на ИК-снимках термическая структура прослеживается слабо.

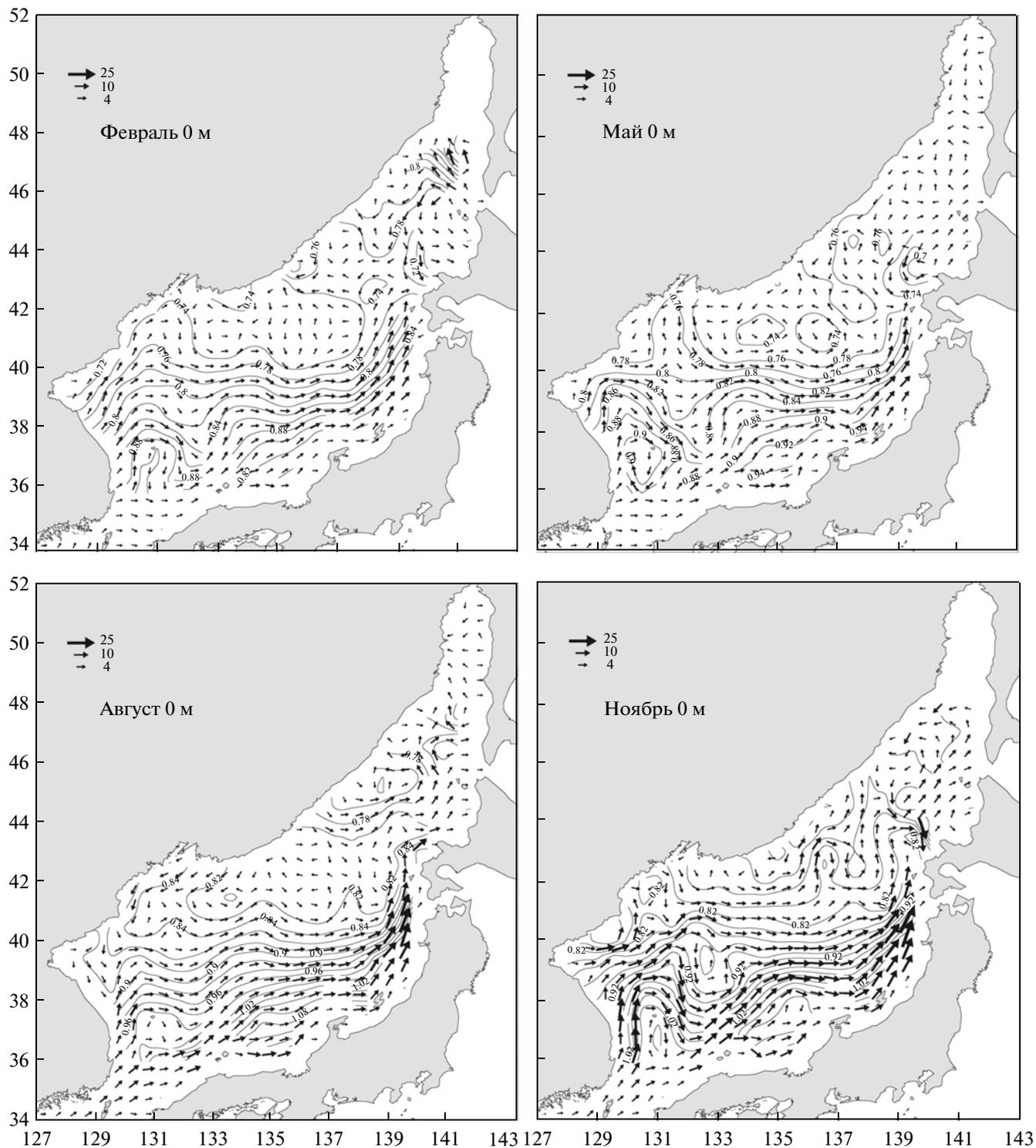


Рис. 2. Поверхностная циркуляция вод Японского моря в феврале, мае, августе и ноябре.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геострофическая циркуляция по данным судовых наблюдений

На рис. 2 приведены схемы поверхностных течений Японского моря, рассчитанные динамиче-

ским методом относительно отсчетной поверхности 1000 м, в виде изолиний динамических высот и масштабированных векторов скорости для характерных месяцев каждого из сезонов года.

На схеме для зимы (февраль), поверхностная циркуляция в южной части моря (к югу от 40° с.ш.)

представлена известными теплыми течениями (рис. 2а). В ЮВ части моря, прилегающей к побережью о. Хонсю, от Корейского до Сангарского пролива распространяются со скоростями 10–20 см/с воды Цусимского течения. К сожалению, ветвь течения в непосредственной близости от побережья в масштабах заданной сетки не прослеживается, что в равной мере является причиной отсутствия в северной части моря прибрежного Приморского течения. В западной части моря распространяются воды Восточно-Корейского течения, которые втекают в море через западный проход Корейского пролива и далее распространяются к С вдоль побережья Корейского полуострова. По мере своего продвижения воды течения образуют меандры, первый из которых проявляется в пределах 38°–39° с.ш., где часть вод течения резко поворачивает на ЮВ, соединяясь в области около 37° с.ш., 132° в.д. с Цусимским течением, а также формируя антициклонический вихрь с центром на 37° с.ш.; 130.5° в.д. На широте 40° с.ш. часть вод Восточно-Корейского течения направляется на восток к Сангарскому проливу. К этой струе в районе банки Ямато присоединяются остальные воды Цусимского течения. Другая часть вод Восточно-Корейского течения в виде антициклонического меандра достигает 42° с.ш. в районе к ЮЗ от залива Петра Великого. Все ветви теплых течений соединяются у Сангарского пролива, и их часть покидает море, вытекая через пролив в Тихий океан, а оставшаяся вода распространяется к С вдоль побережья о. Хоккайдо к проливу Лаперуза. В зоне конвергенции ветвей отмечаются максимальные скорости течений. К В от северного меандра Восточно-Корейского течения в северной части моря (к северу от 40° с.ш.) и к З от вод потока теплых течений формируются два циклонических круговорота, наибольший из которых в широтном направлении распространяется до 43° с.ш. Далее к С от 43° с.ш. можно отметить обширный циклонический меандр в восточной части моря со значительными по величине скоростями течений, формирование которого обусловлено тем, что в зимний период времени сток вод через пролив Лаперуза отсутствует и поступающие в прибрежной зоне о. Хоккайдо воды из теплого сектора моря, достигая Татарского пролива, поворачивают к Ю.

В мае (рис. 2б) в основном сохраняются особенности циркуляции, отмеченные для февраля. Первый антициклонический меандр Восточно-Корейского течения более выражен, чем в зимний период, и достигает 40° с.ш., а второй, более слабый, достигает прибрежных вод Приморья. Циклонический круговорот к С от 41° с.ш. также ослаблен и представлен двумя циклоническими вихрями в области 133°–137° в.д. Северная граница круговорота ограничена 42° с.ш. Циклонический меандр в восточной части моря, к С от 43° с.ш., выражен в незначительном по площади локальном

районе к З от о. Хоккайдо. Антициклонический вихрь у побережья Кореи с центром в координатах 37° с.ш., 130.5° в.д. выражен отчетливо. Можно отметить, что в мае Приморское течение, направленное в ЮЗ направлении, выражено более отчетливо, так как достаточно удалено от берега.

В августе (рис. 2в) на фоне повсеместного увеличения скоростей течений, связанного с большим притоком вод из Восточно-Китайского моря через Корейский пролив, система течений моря значительно изменяется. Первый меандр Восточно-Корейского течения по сравнению с февралем, мае значительно ослаблен и с С ограничен 38° с.ш. Как и в зимне-весенний сезоны, антициклонический вихрь с центром в координатах 37° с.ш., 131° в.д. присутствует, хотя и в ослабленном виде. Исключая его, воды Восточно-Корейского и Цусимского течения от 40° с.ш. единым потоком распространяются в направлении Сангарского пролива. После сброса значительного объема вод через этот пролив в Тихий океан воды этих течений узким потоком следуют далее в направлении пролива Лаперуза. Часть северного потока поступает через пролив Лаперуза в Охотское море, а оставшаяся часть образует две ветви, одна из которых, после незначительного отклонения к З, поворачивает на В к побережью о. Сахалин и Западно-Сахалинским (Юрасов, Яричин, 1991) течением вытекает через пролив. Другая ветвь, отклоняясь к З, образует циклонический круговорот у побережья Приморья с центром в координатах 45° с.ш., 138° в.д. Западная огибающая этого круговорота представляет собой часть Приморского течения, которое в непосредственной близости к СЗ материковому побережью моря распространяется в ЮЗ направлении. К Ю от залива Петра Великого течение значительно усиливается и поворачивает к З за счет притока вод от северного звена циклонического круговорота, расположенного к С от 40° с.ш. Этот участок течения в монографии по течениям Японского моря (Юрасов, Яричин, 1991) назван Южно-Приморским. Южнее это течение переходит в Северо-Корейское, которое распространяется вдоль побережья Корейского полуострова до 38° с.ш., где, встречаясь с водами Восточно-Корейского течения, формирует фронтальный раздел и локальный циклонический вихрь с центром в координатах 39° с.ш., 129.5° в.д.

На ноябрьской схеме (рис. 2г) Восточно-Корейское течение по мере своего движения в северном направлении вдоль побережья Корейского полуострова разделяется на три ветви. Первая (восточная) ветвь на 39° с.ш. образует ярко выраженный антициклонический меандр, поворачивает в южном направлении и в координатах 37° с.ш., 133° в.д. соединяется с восточной ветвью Цусимского течения. Внутри меандра формируется антициклонический вихрь. Вторая (центральная) ветвь Восточно-Корейского течения поворачивает

ет на 39° – 40° с.ш. строго на В, и у Сангарского пролива соединяется с Цусимским течением. Здесь же присоединяется третья ветвь, которая образует антициклонический меандр, достигающий прибрежных областей моря к ЮЗ от залива Петра Великого. Воды этого меандра распространяются в южном направлении, соединяясь со второй ветвью течения в координатах 41° с.ш., 132° в.д. Следует отметить, что осенью крупный циклонический круговорот, расположенный к С от 40° с.ш., и Приморское течение в отличие от остальных сезонов не проявляются. В поле основных течений моря в осенний период отмечается ряд мезомасштабных меандров и вихрей, особенно хорошо выраженных на глубине 100 м (схема не приводится). Перечень этих образований включает: антициклонический вихрь диаметром около 200 км, центр которого находится в координатах 37° с.ш., 131° в.д.; антициклонический вихрь диаметром около 100 км с центром в координатах 37.5° с.ш., 135.5° в.д.; циклонический вихрь размером около 200 км с центром на 38.5° с.ш., 133.5° в.д.; антициклонический вихрь диаметром около 100 км с центром на 41.5° с.ш., 131° в.д. и циклонические меандры у С побережья Корейского полуострова и к З от о. Хоккайдо. Первый из указанных вихрей, как следует из изложенного выше, можно рассматривать как стационарный, так как он проявляется в течение всего года в одном и том же месте.

Поверхностная циркуляция и синоптические вихри Японского моря по спутниковым наблюдениям

В ноябре 2003 г. в СЗ части Японского моря была выполнена гидробиологическая съемка. Для уточнения деталей динамики вод прибрежной и глубоководной частей моря было подобрано несколько ИК-изображений со спутника NOAA за октябрь–ноябрь 2003 г. и из них выбрано одно. Спутниковое изображение за 19 ноября 2003 г. и геострофические течения на фоне динамической топографии (дин. см) относительно поверхности 1000 дб на горизонтах 0 м в ноябре 2003 г. представлено на рис. 3, из которого видно хорошее согласование спутниковых данных (рис. 3а) и расчетных (рис. 3б). Достаточно хорошо прослеживаются фронтальная зона между 42° – 43° с.ш., синоптический вихрь в южной части моря, затоки субтропических вод в прибрежную материковую часть Японского моря и крупные циклонические круговороты как на спутниковых изображениях, так и по расчетным данным. Однако на спутниковом изображении фронтальная зона представлена не как сплошная линия, а как множество вихрей разных знаков, вихрей закручивания, меандров и т.д. Из рисунка видно, что на хорошо выраженном участке фронтальной зоны (рис. 3а) наблюдаются максимальные геострофические скорости (рис. 3б), отмечаются высокие

градиенты температуры. Субарктический фронт, как видно на спутниковом снимке, в основном обнаруживается на северной периферии синоптических вихрей. Анализ Субарктического фронта по спутниковым данным показывает, что его СЗ и ЮЗ ветви и границы антициклонических вихрей существуют в неразрывном единстве. В ряде случаев границы вихрей отождествляются с СЗ и ЮЗ ветвями Субарктического фронта. Поэтому наблюдаемые фронты в Японском море являются границами (огигающими) для северных периферий вихрей. При этом Субарктический фронт деформируется вихревыми образованиями, в результате чего происходит нарушение его широтного положения.

Практически вдоль всей прибрежной материковой части Японского моря наблюдается апвеллинг, а также можно отметить множество мезомасштабных вихрей. Эти вихри в основном обнаруживаются, как и в нашем случае, в осенний период вдоль южного побережья Приморья до 45° с.ш. Их интенсификация и возможные контрасты, наблюдаемые по спутниковым ИК-изображениям, показали, что значительное перемещение вихря связано с сильными ветрами, вызывающими мощный апвеллинг вдоль побережья, и водообменом шельфовой зоны с открытым морем, что имеет важные биологические и экологические последствия (Лобанов и др., 2007; Lobanov et al., 1998).

Таким образом, мы видим хорошее соответствие спутниковых данных и расчетных. Представленный фрагмент ИК-изображения участка Японского моря, на котором достаточно хорошо видно положение термических фронтов, вихрей и основных течений, отражает известные из литературы основные черты динамики вод Японского моря. Тем не менее общая структура термических фронтов, течений и вихрей, выявленная по материалам спутниковой информации (или совместно со спутниковой), намного сложнее, чем это отмечается по гидрологическим данным. Такая сложная картина (а чаще еще более сложная), как на рис. 3а, прослеживается на всех космических снимках в течение последних 20–30 лет. По гидрологическим и частично спутниковым материалам выделены районы формирования вихрей в западной и южной частях Японского моря. Интересно, что значительная часть перечисленных выше исследований относится к вихрям, расположенным к Ю от Субарктического фронта. Это объясняется как большим количеством судовых наблюдений, так и резкими контрастами, позволяющими выделять вихри, используя спутниковую информацию.

Анализ спутниковых изображений показал, что в пределах акватории Японского моря районы наибольшей повторяемости синоптических вихрей во всех сезонах сохраняются (Никитин, Юрасов, 2008). Для создания уточненной схемы по-

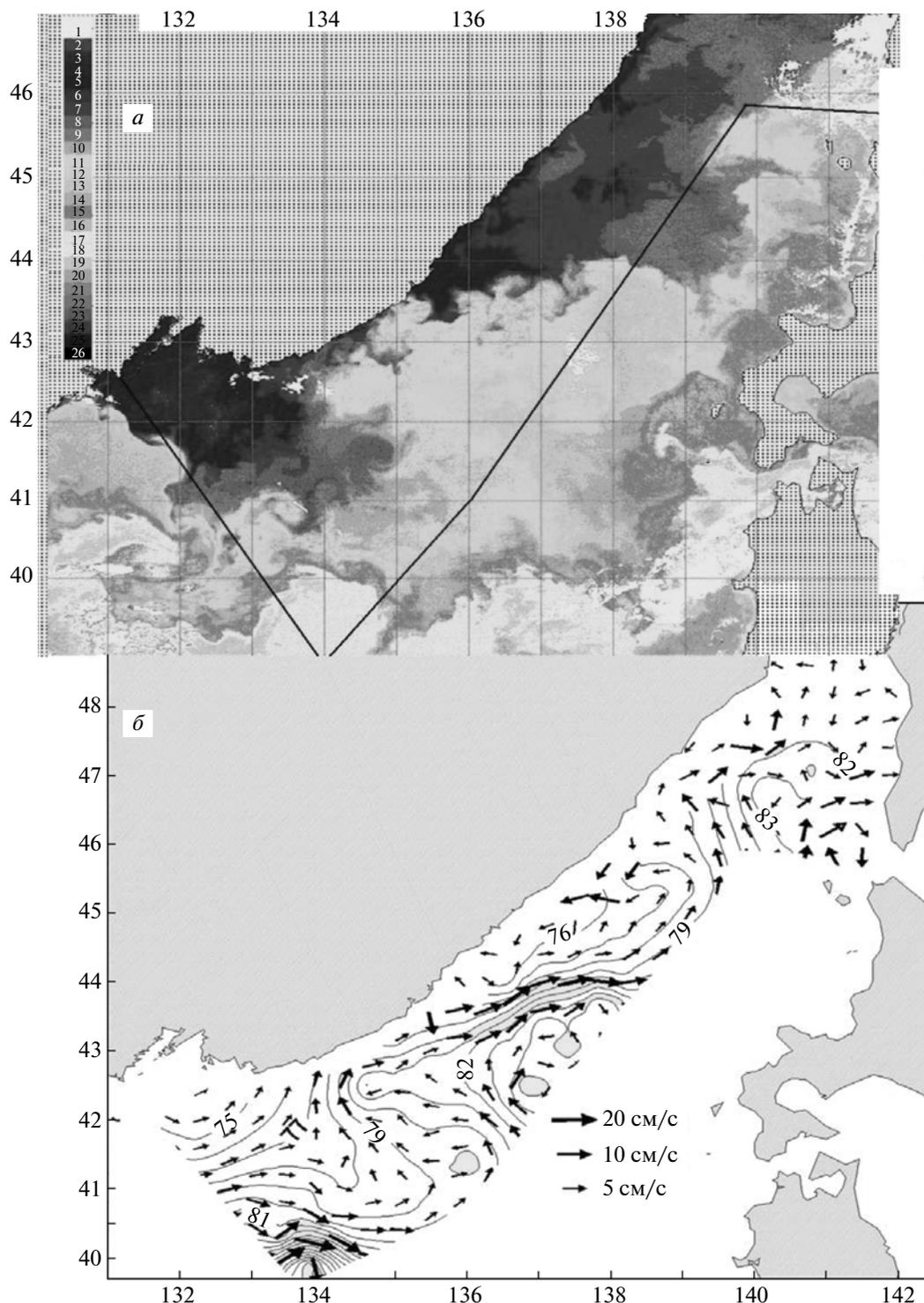


Рис 3. *a* – Спутниковое изображение за 19 ноября 2003 г.; *б* – геострофические течения на фоне динамической топографии относительно поверхности 1000 дб на горизонтах 0 м в ноябре 2003 г. На рис. 3*a* черной линией обозначена экономическая зона России в Японском море.

верхностной циркуляции Японского моря мы учитывали наибольшую повторяемость синоптических вихрей и их квазистационарное положение. Как видно на представленной схеме (рис. 4),

антициклонические вихри сосредоточены вдоль струй основных течений. Представлено семь квазистационарных антициклонических вихрей и один циклонический круговорот **Vk**, располо-

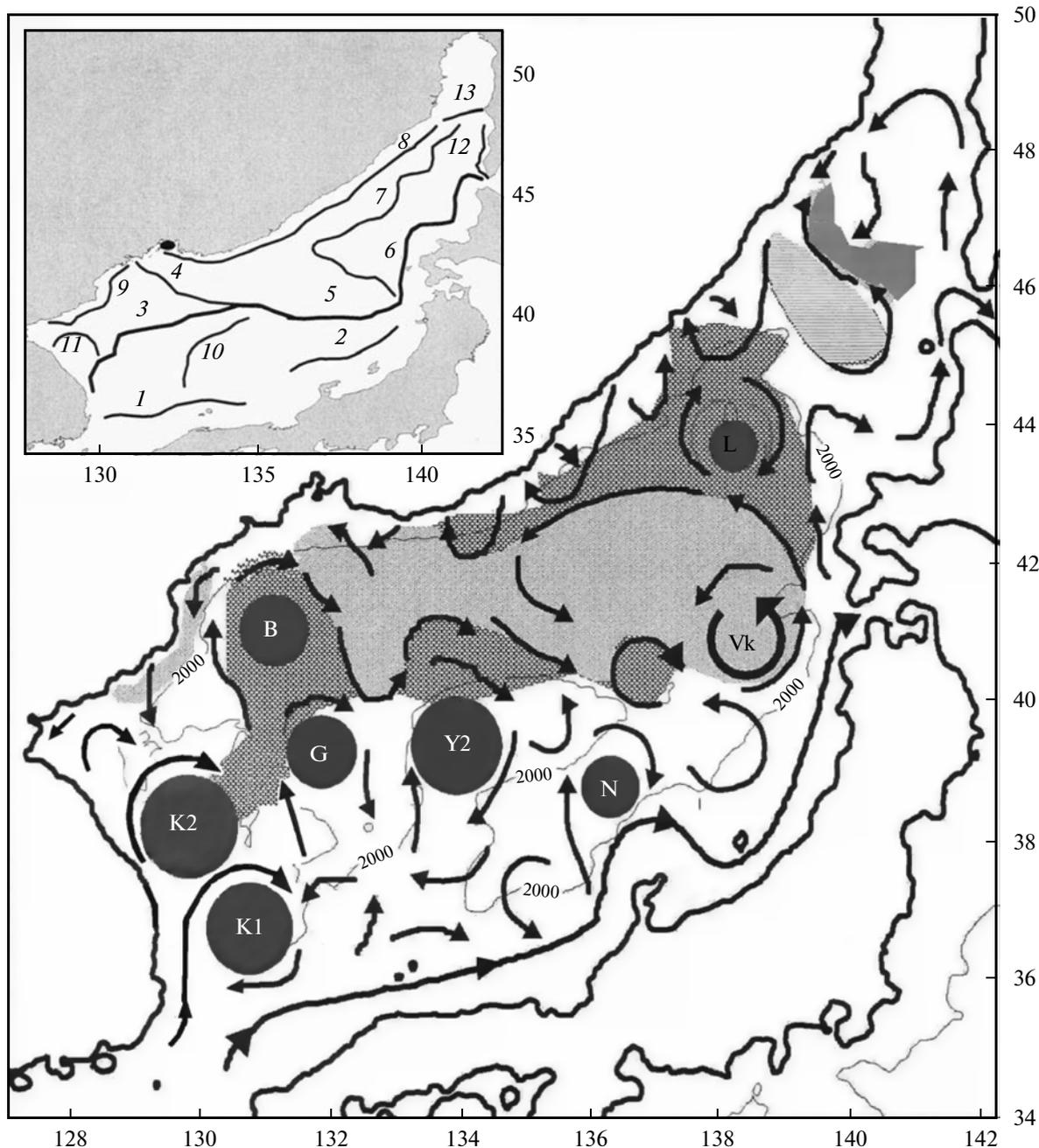


Рис. 4. Уточненная схема поверхностных течений в Японском море с учетом положения стационарных вихрей. Обозначения: **K1, K2, ...** (темно-серая область – тепло; светло-серая область – холод; стрелками показано направление основных течений). На вставке – обобщенная схема поверхностных термических фронтов в Японском море (Никитин, 2006). 5 – Субарктический фронт (САФ); 4 – СЗ ветвь САФ; 3 – ЮЗ ветвь САФ; 7 – С центральная ветвь САФ; 6 – СВ ветвь САФ; 1, 2 – фронты Цусимского течения (1 – южный фронт 1, 2 – южный фронт 2, ветвь Цусимского течения); 8 – Приморский фронт; 12 – Сахалинский фронт; 13 – фронт Татарского пролива; 9 – Северо-Корейский фронт; 11 – западный фронт.

женный в восточной части моря (Данченков, 2003). Районы, обозначенные темно-серым тоном, отражают теплые области, а светло-серым – холодные. Темные стрелки показывают известные течения Японского моря. Линии и стрелки отражают только положение и направление течений.

Антициклонические вихри в Японском море имеют характерные размеры 20–160 км. Вихри хорошо вписываются в циркуляционную систему вод Японского моря. Они расположены к Ю от залива Петра Великого (**B**), к З от Ямато (**G**), над возвышенностью Ямато (**Y2**), вдоль п-ова Кореи

Характеристика синоптических вихрей в Японском море в 1988–2007 гг.

Вихрь	Координаты	Диаметр, км	Мощность вихря, м	Геострофическая скорость, см/с	Период наблюдения	Направление перемещения вихря	Поступательная скорость, км/сут	Время жизни, мес.
B	41°15' с.ш., 131°10' в.д.	50–110	2500		январь–май, октябрь, декабрь	ЮВ	0.8	5
G	39°20' с.ш., 131°50' в.д.	55–110	1000	20.5–23.3	январь–май, август, октябрь–декабрь	СВ		9
K1	36°50' с.ш., 130°45' в.д.	65–130	360	24	январь–декабрь	С, СВ	0.5	12
K2	38°20' с.ш., 129°50' в.д.	55–160	350–500	30–60	январь–июнь, август, октябрь–декабрь	С, СВ, СЗ	0.6	30
Y2	39°30' с.ш., 134°00' в.д.	55–150	300–350	25.6	январь, март–август, октябрь	Квazистационарный		7–8
L	43°50' с.ш., 138°30' в.д.	20–75		28	январь–июль, октябрь–декабрь	ЮЗ, ЮВ	0.2	7
N	38°50' с.ш., 136°20' в.д.	50–95	400–450		январь, март–июнь,	СВ		5

(**K1**, **K2**), к С от п-ова Ното (**N**) и к З от о. Хоккайдо (**L**). Оставляя вопросы, связанные с циклоническими вихрями, на будущее, перейдем к рассмотрению параметров и эволюции антициклонических вихрей, представленных на обобщенной схеме. Основные характеристики вихрей, определенные с использованием ИК-изображений, приведены в таблице. Координаты вихрей, приведенные в этой таблице, относятся к начальному периоду их формирования. Анализ схем показывает, что отдельные вихри огибаются известными течениями Японского моря (Яричин, 1980). Новая схема также хорошо согласуется с положением поверхностных термических фронтов в Японском море (рис. 4, вставка) (Никитин, 2006).

Как видно на рис. 4, представленная схема отражает систему Восточно-Корейского течения с двумя квазистационарными вихрями **K1** и **K2** (таблица). Эти вихри наблюдаются в различные сезоны. Анализ судовых и спутниковых материалов показал, что вторжение субтропических вод происходит через переход из южного вихря (**K1**) в более северный вихрь (**K2**), ограничивается поверхностным слоем 0–75 м и поддерживает в последнем стабильный режим вод с термохалинными показателями — по нашим данным, 9.59°–10.87°С и 34.19–34.26‰ (Никитин, Дьяков, 1995). Этот вихрь, по данным (Shin et al., 1995; Shin et al., 2005), содержит ядро однородных по вертикали вод за счет зимнего конвективного перемешивания в слое 0–300 м с температурой 10°С и соленостью 34.2‰. В летний период ядро вихря накрывается слоем сезонного термоклина и приобретает черты внутритермоклинной линзы. Скорость течений в вихре варьирует от 30 до

60 см/с, а направление движения вихря меняется по часовой стрелке, от западного до СВ.

Цусимское течение представлено прибрежной ветвью и второй мористой ветвью. На периферии этого течения формируется квазистационарный вихрь **N** (севернее п-ова Ното), а в районе возвышенности Ямато — квазистационарный вихрь **Y2**. На ИК-снимках вихрь **N** проявляется отчетливо весной. Кинетическая характеристика этого вихря такая же, что и энергия вихрей в западной части моря. Диаметр этого вихря составляет примерно 90 км. Вихрь **Y2**, сформированный в районе возвышенности Ямато, удерживается ее топографией (отрогами) и является топографически захваченным (Isoda, 1994). Горизонтальные его размеры составляют 55–150 км, вертикальные — 350 м (таблица). Геострофическая скорость в весенний сезон может достигать 21.8–25.6 см/с, что согласуется с работами (Isoda, 1992; Isoda, 1994). Антициклонические вихри, расположенные севернее возвышенности Ямато, прослеживаются до 2500–3000 м и даже до дна по температуре и солености (Lobanov et al., 2001).

На новой схеме отражены вихревые дорожки вдоль 131° в.д., 134° в.д. и 137° в.д., по которым происходит перенос тепла в район южного Приморья (Никитин и др., 2002). Начиная с 1990-х гг., в южном Приморье наблюдается продолжительная теплая осень. Видно, что теплые воды широкой полосой проникают далеко на С вдоль 131° в.д. (рис. 5а). Продление теплого периода (теплая осень) наблюдается и в районах бухты Ольги (43° с.ш.) и м. Золотой (47° с.ш.), что также связано с затоком сюда субтропических вод из Цусимского течения по системе, связанной с вихревыми

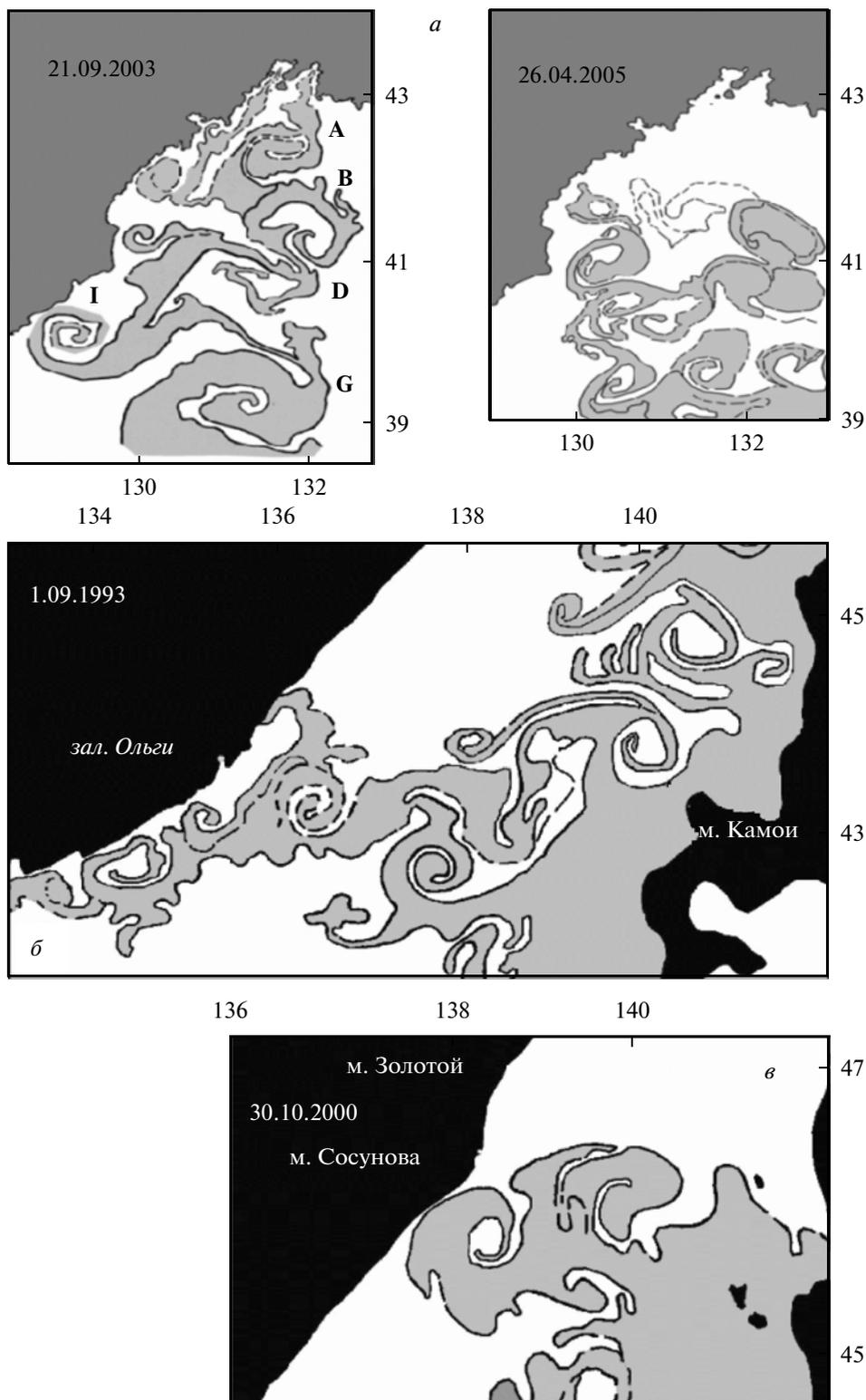


Рис. 5. Вихревые дорожки в СЗ части Японского моря: *a* – структура вихревой дорожки по 131° в.д. за 21 сентября 2003 г. и за 26 апреля 2005 г., *A, B, D, G, I* – синоптические вихри; *б* – вихревая дорожка вдоль 43° с.ш. СВ части Японского моря; *в* – вихревая дорожка вдоль 46° с.ш. в южной части Татарского пролива.

дорожками. Цусимское течение распространяется на С вдоль Японских островов. На траверзе о. Хоккайдо часть субтропических вод отделяется от Цусимского течения и отклоняется в сторону материка (рис. 5б). Видно, что этот поток в районе 136° в.д. разделяется на две ветви. Одна часть вод проникает на С в район бухты Владимира (44° с.ш.), а другая направлена вдоль побережья на ЮЗ. Далее на С в районе 46° – 47° с.ш. еще одна часть цусимских вод отклоняется в сторону м. Соунова и м. Золотой (рис. 5в).

Таким образом, выявленные по спутниковым данным своеобразные проникновения субтропических вод в район южного Приморья, а также в район бухты Ольги и м. Золотой являются термодинамическими особенностями динамики вод Японского моря.

В районе к Ю от залива Петра Великого наблюдается высокая повторяемость антициклонических вихрей (Никитин, Юрасов, 2008), что связано с формированием в этом районе вихря В (рис. 4). Под его влиянием происходят периодические изменения гидрологических условий в заливе Петра Великого. В результате теплые воды поступают с Ю из области фронта в виде струйного вторжения, распространяясь затем в северную часть залива. От этого вихря эпизодически отделяются мелкие вихри, которые или смещаются в сторону залива Петра Великого или перемещаются по его СВ периферии в ЮВ, В направлении. Исследования на 132° меридиане (Никитин, Дьяков, 1998) показали, что субарктические воды заглубляются перед субарктическим фронтом (САФ) и в межфронтальной зоне и далее распространяются в подповерхностном слое на Ю. Они затягиваются во вращательное движение водных масс, распространяясь в южном направлении по восточной периферии вихрей В и Г и обеспечивая транспортировку водных масс на Ю вплоть до южного фронта (38° с.ш.).

Вихрь L формируется в СВ части Японского моря приблизительно в координатах 44° с.ш., 138° в.д. (рис. 5б). Расчетная геострофическая скорость этого вихря составляет около 25 см/с, по данным дрейтера – около 23 см/с (Kim et al., 1996), а его диаметр – около 75 км (таблица). Вихрь практически не меняет свое местоположение (Park et al., 2004). Как известно, между 42° – 43° с.ш. прослеживается язык теплых вод, который простирается от о. Хоккайдо ветвью Цусимского течения на З к берегам материка (Данченков, 2003), образуя к С от САФ крупный циклонический круговорот. В водах этого языка продолжительное время могут прослеживаться синоптические вихри. Например, на ИК-снимках 11–12 декабря 2006 г. в восточной части моря наблюдался синоптический вихрь диаметром около 55 км (Никитин и др., 2009). Поверхностная температура воды в центре вихря составляла примерно 6 – 9°C . Он смещался в ЮЗ направлении со скоро-

стью 0.3 см/с. Вихрь прослеживался в течение семи месяцев – с 11.12.2006 г. по 14.06.2007 г. – и преодолел расстояние около 166 км. Можно предположить, что этот вихрь затягивался в область крупномасштабного циклонического круговорота над Японской котловиной и далее перемещался в нем. Наблюдаемые вихри являются источником формирования слоя промежуточных вод повышенной солёности в зоне к северу от САФ (Watanabe et al., 2004; Лобанов и др., 2007).

Формирование вихрей в южной части Татарского пролива может быть связано с прибрежной частью большого желоба, заходящего с Ю, образуя три ступени с уступами. Время жизни такого вихря по данным 2002 г. превышает семь месяцев (Никитин, Юрасов, 2008). Вихрь смещался в СЗ направлении по желобу между изобатами 1000 м со скоростью 0.9 см/с. Отметим, что наибольшая повторяемость антициклонических вихрей в южной части Татарского пролива наблюдается летом и осенью, т.е. в период максимального притока субтропических вод (Ванин, 2003). Именно в этот период в южной части Татарского пролива отмечалось кратковременное образование вихревых цепочек, состоящих из четырех–пяти мелких вихрей (Никитин, Юрасов, 2008).

Существование мезомасштабных вихрей к С от 40° с.ш. хорошо известно (Toba et al., 1984; Huh, Shim, 1987). Анализ дрейфа буев (Гинбург и др., 1998; Lee, Niiler, 2005) и результаты прямых измерений течений с помощью долговременных заякоренных систем (Takematsu, 1999) показали интенсивную вихревую динамику к С от субарктического фронта. Менее устойчивые вихри диаметром 40 – 70 км обнаруживаются в осенний период вдоль южного побережья Приморья до 45° с.ш. Анализ ИК-изображений показал, что формирование вихрей связано с сильными ветрами, вызывающими апвеллинг вдоль побережья, и водообменом шельфовой зоны с открытым морем. Это явление имеет важные биологические и экологические последствия (Lobanov et al., 1997; Лобанов и др., 2007).

Три наиболее холодных области, связанные с циклонической деятельностью (Яричин, 1980), на схеме представлены светло-серым тоном (рис. 4). Наиболее крупный циклонический круговорот расположен между субарктическим фронтом и 42° с.ш. и между 131° и 139° в.д. Центр этого круговорота (Vk) расположен в восточной части Японского моря (Данченков, 2003). Следующий циклонический круговорот значительно меньший по площади связан с Северо-Корейским течением. Еще один круговорот, уступающий по размерам первому, расположен в северной части Японского моря между 45° – 47° с.ш.

Приморское течение показано двумя отдельными звеньями, разделенными в районе 43° – 45° с.ш. (рис. 4), что может быть связано с выходом зоны

дивергенции на шельф Приморья (Sugimura et al., 1984; Yurichin, Ryabov, 1994). Отметим, что в районе 43° с.ш. направление береговой линии резко меняется, что должно оказывать влияние на прибрежные течения. Очевидно, что характер рельефа дна оказывает непосредственное влияние на физические процессы, протекающие в этом районе, и играет существенную роль в их развитии. На участке залива Петра Великого Приморское течение также не имеет единого потока. Вдоль побережья Приморья формируются небольшие вихри разных знаков. И только на С вдоль материка между 46° – 48° с.ш. хорошо отслеживается течение Шренка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных многолетних спутниковых наблюдений позволил составить уточненную схему поверхностных течений Японского моря с учетом существования квазистационарных вихрей, которая отличается от стандартной (Яричин, 1980) наличием циклонических и антициклонических вихрей, сосредоточение которых наблюдается вдоль струй основных течений. Предпринята попытка построения схемы поверхностных течений с учетом вихрей по судовым и спутниковым измерениям.

На фоне повсеместного увеличения скоростей течений, связанного с большим притоком вод из Восточно-Китайского моря через Корейский пролив, антициклонические вихри в Японском море испытывают значительную сезонную изменчивость, при этом максимальные скорости, диаметр вихрей и т.д. наблюдаются в летний период.

Синоптические вихри привязаны к стационарным течениям. Наиболее устойчивый антициклонический вихрь диаметром около 200 км, центр которого находится в координатах 37° с.ш., 131° в.д., можно рассматривать как стационарный, так как он проявляется как на спутниковых снимках, так и на картах геострофических течений в течение всего года в одном и том же месте.

Положение поверхностных термических фронтов в Японском море хорошо согласуется с представленной в настоящей статье уточненной схемой поверхностных течений. Некоторое исключение составляет летний период.

Выбранный масштаб осреднения данных многолетних судовых гидрологических наблюдений (полуградусная сетка) не позволяет выделять вихри меньших масштабов. Поэтому более мелкие вихри синоптического масштаба, выделенные по спутниковым данным, на расчетных картах поверхностных течений не могут быть определены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексанин А.И., Алексанина М.Г. Мониторинг термических структур поверхности океана по данным ИК-канала спутников NOAA на примере Прикурильского

района Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Вып. 3. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2006. С. 9–15.

Булатов Н.В. Некоторые черты синоптической и межсезонной изменчивости в системе вод Куро-Сию по данным метеорологических спутников Земли (1974) // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 80. С. 34–45.

Булатов Н.В. Рекомендации по использованию спутниковых ИК снимков в океанологических исследованиях. Владивосток: ТИПРО, 1984. 43 с.

Булатов Н.В., Луданник Л.А., Фукс В.Р. Мезомасштабное вихреобразование во фронтальной зоне Куро-Сию (по данным метеорологических спутников Земли) // Вестн. ЛГУ. 1978. №. 18. С. 87–94.

Ванин Н.С. Аномальные термические условия северо-западной части Японского моря осенью 2003 г. // Изв. ТИПРО. 2004. Т. 138. С. 345–354.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–82.

Гонтов Д.П., Юрасов Г.И. Методика построения среднемесячных полей гидрофизических характеристик // Океанологические исследования в Тихом океане. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 117–125.

Данченков М.А. Непериодические течения // Японское море. Т. 1. № 8. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С. 313–326.

Зубов Н.Н., Мамаев О.И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л.: Гидрометиздат, 1956.

Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Тэлли Л.Д. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.

Лучин В.А. Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. У111. Японское море. 2003. Вып. 1. С. 157–256.

Никитин А.А. Основные черты пространственного распределения поверхностных термических фронтов в водах Японского моря и их изменчивость // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 5. С. 49–62.

Никитин А.А., Данченков М.А., Лобанов В.Б., Юрасов Г.И. Поверхностная циркуляция и синоптические вихри Японского моря // Современное состояние водных биоресурсов: Материалы научной конференции, посвященной 70-летию С.М. Коновалова. Владивосток: ТИПРО-центр, 2008. С. 601–604.

Никитин А.А., Данченков М.А., Лобанов В.Б., Юрасов Г.И. Новая схема поверхностной циркуляции Японского моря с учетом синоптических вихрей // Изв. ТИПРО. 2009. Т. 157. С. 158–167.

Никитин А.А., Лобанов В.Б., Данченков М.А. Возможные пути переноса субтропических вод в район Дальневосточного морского заповедника // Изв. ТИПРО. 2002. № 31. С. 41–53.

Никитин А.А., Дьяков Б.С. Эволюция антициклонического вихря в Японском море у берегов Кореи в системе вод Восточно-Корейского течения в 1991–1992 гг.

- (по данным спутниковой и судовой информации) // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 6. С. 90–98.
- Никитин А.А., Дьяков Б.С. Структура фронтов и вихрей в западной части Японского моря // Изв. ТИНРО. 1998. № 124. С. 714–733.
- Никитин А.А., Харченко А.М. Типизация термических структур в Японском море и некоторые элементы их изменчивости // Изв. ТИНРО. 2002. № 131. С. 22–40.
- Никитин А.А., Юрасов Г.И. Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 5. С. 1–16.
- Степанов В.Н. Общая характеристика гидрологии Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 102–131.
- Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. РАН ДВО. Владивосток, 1991. 190 с.
- Яричин В.И. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. № 80. С. 46–61.
- Danchenkov M.A., Nikitin A.A., Volkov Yu.N., Goncharenko I.A. Surface thermal fronts of the Japan Sea // Proc. CREAMS'97 Int. Symp. Fukuoka, Japan. 1997. P. 75–80.
- Huh O.K., Shim T. Satellite observations of surface temperatures and flow patterns, Sea of Japan and East China Sea, late March 1979 // Rem. Sens. Env. 1987. V. 22. P. 379–393.
- Isoda Y. Warm eddy movements in the eastern Japan Sea // J. Oceanogr. 1994. V. 50. № 1. P. 1–16.
- Isoda Y., Naganobu M., Watanabe H., Nukata K. Horizontal and vertical structures of a warm eddy above the Yamato Rise // Oceanogr. Res. 1992. V. 1. № 4. P. 141–151.
- Isoda Y., Saitoh S. The northward intruding eddy along the east coast of Korea // J. Oceanogr. 1993. V. 49. P. 443–458.
- Ichiye T., Takano K. Mesoscale eddies in the Japan Sea // La Mer. 1988. V. 26. № 2. P. 69–75.
- Kim K., Kim K.-R., Kim Y.-G., Cho Y.-K., Chung J.-Y., Choi B.-H., Byun S.-K., Hong G.-H., Yoon J.-H., Takematsu M., Volkov Y., Danchenkov M. New Findings from CREAMS Observations: Water Masses and Eddies in the East Sea // Korean Soc. Oceanogr. 1996. V. 31. № 4. December 1996. P. 155–163.
- Lee D.-K., Niiler P.P. The energetic surface circulation patterns of the Japan/East Sea // Deep-Sea Res.-2. 2005. V. 5. № 11–13. P. 1547–1563.
- Lobanov V.B., Danchenkov M.A., Nikitin A.A. On the role of mesoscale eddies in the Japan Sea water mass transport and modification // Oceanogr. 1998. V. 11. № 2. P. 46.
- Lobanov V.B., Nikitin A.A., Danchenkov M.A. New data on structure and evaluation of mesoscale eddies over the Japan Basin // CREAMS'97. January 26–28, 1997. Fukuoka, Japan. 1997. P. 12–13.
- Lobanov V., Ponomarev V., Tischenko P., Talley L., Mosyagina S., Sagalaev S., Salyuk A., Sosnin V. Evolution of anticyclonic eddies in the northwestern Japan/East Sea // Proc. 11th PAMS/JECSS-2001. 11–13 April 2001. Cheju, Korea. 2001. P. 37–40.
- Ostrovskii A., Hiroe Y. The Japan Sea circulation as seen in satellite infrared imagery in Autumn 1993 // Proc. CREAMS'94. Fukuoka, Japan. 1994. P. 75–88.
- Park K.-A., Chung J.Y., Kim K. Sea surface temperature fronts in the East (Japan) Sea and temporal variations // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 7. L07304. doi: 10.1029/2004GL019424.
- Shin H.R., Byun S.K., Kim C. et al. The characteristics of structure of warm eddy observed to the northwest of Ullungdo in 1992 // J. Korean Soc. Oceanogr. 1995. V. 30. № 1. P. 39–56.
- Shin H.-R., Shin C.-W., Kim C., Byun S.-K., Hwang S.-C. Movement and structural variation of warm eddy WE92 for three years in the Western East/Japan Sea // Deep-Sea Res.-2. 2005. V. 52. № 11–13. P. 1742–1762.
- Sugimura T., Tanaka S., Hatakeyama Y. Surface temperature and current vectors in the Sea of Japan from NOAA-7/AVHRR data Remote sensing shelf sea hydrodynamics // Proc. 15 Int. Liege Sym. 1984. P. 133–147.
- Takematsu M., Ostrovskii A.G., Nagano Z. Observations of eddies in the Japan Basin Interior // J. Oceanogr. 1999. V. 55. № 2. P. 237–246.
- Toba Y., Kawamura H., Yamashita F., Hanawa K. Structure of horizontal turbulence in the Japan Sea // Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas / Ed. Ichiye T. Elsevier: Amsterdam, 1984. P. 337–332.
- Watanabe T., Hirai M., Yamada H. High-salinity intermediate water of the Japan Sea in the eastern Japan Basin // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № C6. P. 11437–11450.
- Yarichin V., Ryabov O. Current field structure of the Japan Sea in February-March 1990 // Proc. CREAMS'94 Int. Symp. 24–26 Jan. 1994. Fukuoka, Japan, 1994. P. 99–101.

Satellite Observations of Synoptic Eddies and Geostrophic Circulation of Waters of the Japan Sea

A. A. Nikitin¹, G. I. Yurasov², N. S. Vanin¹

¹Pacific Research Fisheries Centre (TINRO-Centre), Vladivostok

²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far-Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok

On a basis of long-term hydrological observations for 1925–2005 and satellite images for 1988–2002 the studies of currents and eddies in the Sea of Japan are carried out. The schemes of geostrophic currents are constructed for all seasons and the locations of quasi-stationary of eddies at the sea surface are defined. It is shown that eddies are confined to the jets of the main currents. A generalized scheme of surface circulation including geostrophic currents and eddies defined from satellite images is presented.

Keywords: data, satellite images, geostrophic circulation, eddies, currents, scheme, Japan Sea

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

О ВОЗМОЖНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ТРОПИКОВ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В ЛИНИИ 183 ГГц ИЗ КОСМОСА

© 2012 г. А. Г. Семин^{1*}, А. В. Кузьмин², Ю. Б. Хапин², Е. А. Шарков²

¹Пензенский государственный педагогический университет, Пенза

²Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

*E-mail: semin@sura.ru

Поступила в редакцию 29.03.2011 г.

Радиометрические спутниковые данные могут быть с успехом использованы не только опосредованно для восстановления значений метеорологических параметров, но и непосредственно, в качестве прямых характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы. В настоящей работе рассматривается возможность получения детальных данных по восстановлению профиля водяного пара в атмосфере. Решение этой задачи, несомненно, будет принципиально важным шагом в изучении физических условий генезиса и эволюции тропических циклонов. Анализируется возможность детального (8–10 градаций на высотах от 0 до 10 км) восстановления профиля водяного пара с использованием резонансной линии поглощения 183 ГГц. Наряду с этим, чтобы исключить влияние неопределенности в определении профиля температуры, рассматривается целесообразность введения в состав радиометра измерений в линии 118 ГГц.

Ключевые слова: восстановление профиля водяного пара в атмосфере, микроволновая радиометрия, радиояркая температура

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время данные дистанционного радиотеплового зондирования Земли в микроволновом диапазоне из космоса широко используются для измерения температурных и влажностных характеристик атмосферы, а также характеристик земной поверхности (Sharkov, 2003). Однако диапазоны электромагнитных длин волн и методы, традиционно используемые для зондирования, не позволяют детально исследовать температурные и влажностные поля земной атмосферы, находящейся в экстремальных состояниях, таких как условия генезиса тропических циклонов. Тропический циклон представляет собой явление природы крупного масштаба, и естественно считать, что его генезис также обусловлен гидродинамической крупномасштабной неустойчивостью. Однако обычная система уравнений гидродинамики для сухой атмосферы не описывает никакой крупномасштабной неустойчивости. В свою очередь, конвективная неустойчивость не является крупномасштабной (по сравнению с характерными размерами земной атмосферы) и сама по себе не может отвечать за возникновение и развитие такой крупномасштабной структуры, как тропический циклон. Таким образом, поиск физического механизма, адекватно

описывающего возникновение крупномасштабной неустойчивости типа тропического циклона (ТЦ), является важнейшей физической проблемой (Sharkov, 1998; 2000; Руткевич, Шарков, 2004; Шарков, 2010). Все существующие модели генезиса ТЦ сходятся на том, что его энергетическим источником является выделение скрытой теплоты конденсации и сублимации атмосферной влаги. Однако хотя основные модели имеют варианты как “сухого”, так и “влажного” вихрей, эти варианты отличаются только своими энергетическими характеристиками, и роль фазовых превращений влаги в атмосфере для этих моделей не выходит за рамки вспомогательного элемента. При этом упускается из рассмотрения возможность того, что процессы фазовых превращений атмосферной влаги могут приводить к принципиальным изменениям динамики атмосферы. В работах (Rutkevich, 2002; Руткевич, Шарков, 2004) предложена принципиально новая термогидродинамическая модель крупномасштабной неустойчивости в атмосфере с насыщенным водяным паром, которая может существенно изменить взгляды на формирование дистанционных микроволновых систем, предназначенных для исследования условий генезиса атмосферных катастроф. На основе модельных представлений,

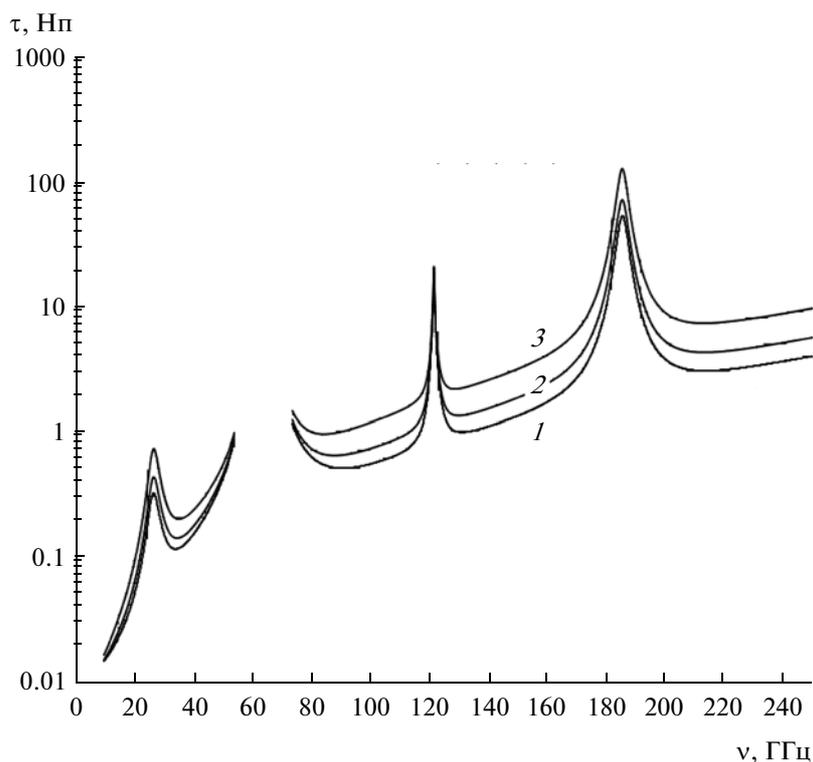


Рис. 1. Интегральное поглощение электромагнитного излучения в атмосфере в диапазоне 5 – 250 ГГц, угол визирования 50.19° от надира. Метеоданные соответствуют: 1 – стандартная атмосфера средних широт, температура воздуха у поверхности – 294 К, влажность – 14.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 2.94 г/см^2 ; 2 – стандартная тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности – 300 К, влажность – 19.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 4.14 г/см^2 ; 3 – максимальная влажность, тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности – 300 К, влажность – 26.4 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 6.93 г/см^2 .

экспериментальных данных микроволновых комплексов и при учете насыщенности всего высотного столба атмосферы водяным паром показана принципиальная возможность существования немонотонного (в противоположность ситуации сухой атмосферы) распределения скорости звука по высоте (сжимаемая атмосфера) с явно выраженным минимумом величины скорости звука. Последнее и определяет необходимые условия генерации вихревых структур. Именно эти условия (выявления своего рода инверсии высотного профиля звука) ставят на повестку дня требования к принципиально новым методам дистанционного зондирования предкризисных и кризисных ситуаций в земной атмосфере. В первую очередь это относится к дистанционному определению пространственно-временных характеристик детального высотного профиля содержания водяного пара и температуры внутри облачных систем (конвективного и неконвективного характера) на значительных пространственных океанических акваториях. Существующие методики обработки ИК-данных (например, в режиме “расщепленные” окна (Uspensky, Scherbina, 1996)) не позволяют достичь необходимой точно-

сти восстановления профиля водяного пара. Подобные исследования принципиально возможно выполнить только при помощи пассивных микроволновых дистанционных космических систем нового поколения (Кузьмин и др., 2005).

Одним из возможных решений этой задачи является использование спектральных измерений в линии резонанса атмосферного водяного пара 183 ГГц.

В настоящей работе исследуется потенциальная возможность восстановления профиля водяного пара по спутниковым радиометрическим данным в атмосфере тропических широт. По имеющимся у авторов данным, в зонах крупномасштабных тропосферных возмущений содержание водяного пара в атмосфере может составлять до 70 кг/м^2 , характеристическая высота распределения пара превышает 2.7 км. Использование низкочастотной линии резонанса водяного пара 22.2 ГГц не позволяет определить детальные профили водяного пара до высот 8–10 км. Одним из возможных решений этой задачи является использование линии резонанса водяного пара 183 ГГц. Возможность восстановления профиля

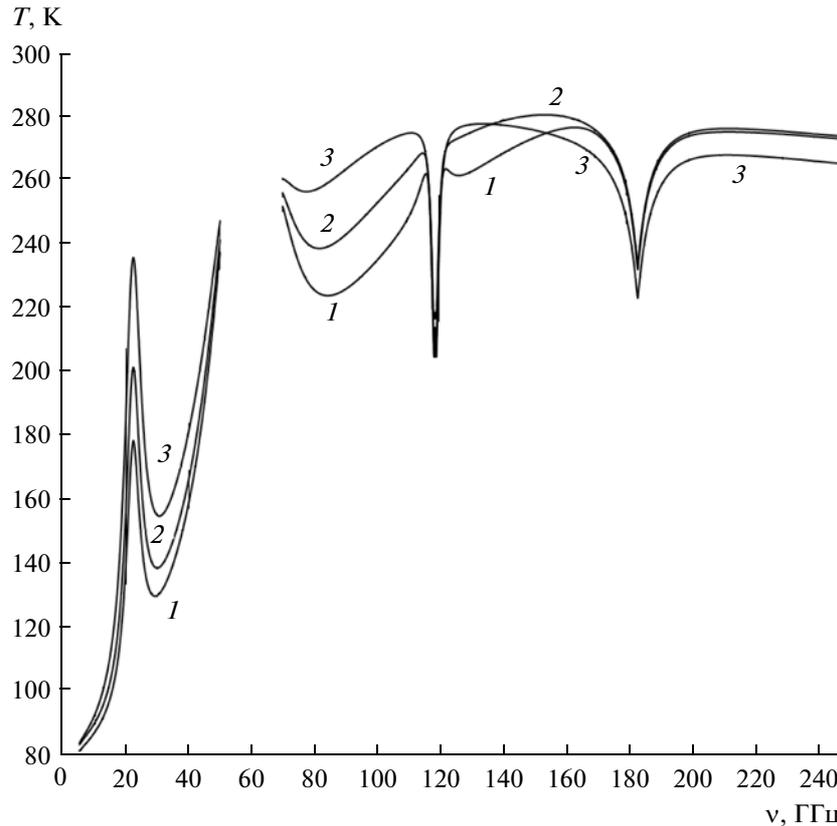


Рис. 2. Радиояркость температуры электромагнитного излучения системы атмосфера–океан в диапазоне 5–250 ГГц, горизонтально поляризованное излучение, угол падения 50.19° . Метеоданные соответствуют: 1 – стандартная атмосфера средних широт, температура воздуха у поверхности – 294 К, влажность – 14.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 2.94 г/см^2 , температура поверхности – 294 К; 2 – стандартная тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности – 300 К, влажность – 19.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 4.14 г/см^2 , температура поверхности – 300 К; 3 – максимальная влажность, тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности – 300 К, влажность – 26.4 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 6.93 г/см^2 , температура поверхности – 300 К.

водяного пара проверялась численными модельными расчетами для системы атмосфера–океан.

МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Радиояркость температура системы атмосфера–поверхность на частоте ν в миллиметровом диапазоне радиоволн под углом падения θ , регистрируемая антенной радиометра на искусственном спутнике Земли (ИСЗ), определяется следующим выражением (Башаринов, 1974):

$$T_{b\nu}(\theta) = [1 - R_\nu(\theta)]T_S \exp(-\tau_{0\nu} \sec \theta) + \int_0^\infty T(h)\gamma_\nu(h) \exp\left[-\int_h^\infty \gamma_\nu(h') \sec \theta dh'\right] \sec \theta dh + R_\nu(\theta) \exp(-\tau_{0\nu} \sec \theta) \times \int_0^\infty T(h)\gamma_\nu(h) \exp\left[-\int_0^h \gamma_\nu(h') \sec \theta dh'\right] \sec \theta dh,$$

где h, h' – высота над поверхностью океана; $R_\nu(\theta)$ – энергетический коэффициент отражения поверхности; T_S – температура поверхности; $\tau_{0\nu}$ – интегральное поглощение радиоволн в зените; $T(h)$ – вертикальный профиль температуры; $\gamma_\nu(h) = \gamma_{\nu 0}(h) + \gamma_{\nu w}(h)$ – погонный коэффициент поглощения радиоволн в атмосфере; $\gamma_{\nu 0}(h)$ – погонный коэффициент поглощения радиоволн в кислороде; $\gamma_{\nu w}(h)$ – погонный коэффициент поглощения радиоволн в водяном паре.

При расчете радиояркости температуры учитывались три составляющие: первая – это излучение самой подстилающей поверхности, ослабленное атмосферой; вторая – это яркость температура восходящего излучения атмосферы; третья – нисходящее излучение атмосферы, отраженное поверхностью и ослабленное атмосферой.

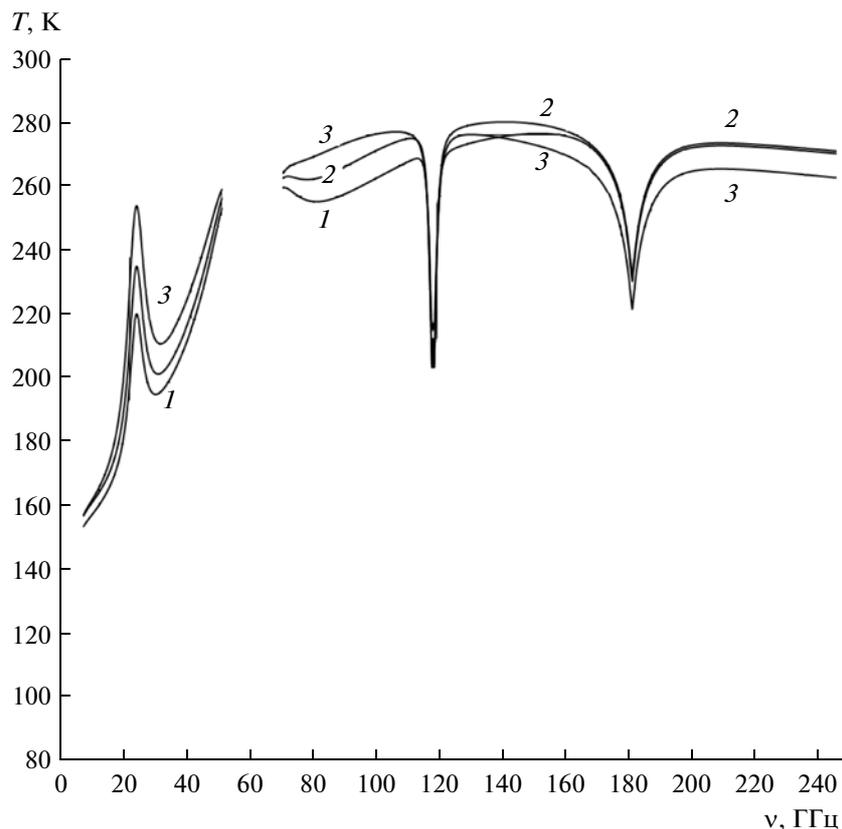


Рис. 3. Радиояркость температура электромагнитного излучения системы атмосфера—океан в диапазоне 5—250 ГГц, вертикально-поляризованное излучение, угол падения 50.19° . Метеоданные соответствуют: 1 — стандартная атмосфера средних широт, температура воздуха у поверхности — 294 К, влажность — 14.0 г/м^3 , давление — 1013 мб, интегральная влажность — 2.94 г/см^2 , температура поверхности — 294 К; 2 — стандартная тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности — 300 К, влажность — 19.0 г/м^3 , давление — 1013 мб, интегральная влажность — 4.14 г/см^2 , температура поверхности — 300 К; 3 — максимальная влажность, тропическая атмосфера, температура воздуха у поверхности — 300 К, влажность — 26.4 г/м^3 , давление — 1013 мб, интегральная влажность — 6.93 г/см^2 , температура поверхности — 300 К.

Интегральное поглощение в атмосфере под углом θ определяется выражением

$$\tau_v(\theta) = \int_0^{\infty} \gamma_v(h) \sec \theta dh = \tau_{0v} \sec \theta.$$

Методика расчета погонного поглощения радиоволн в сантиметровом и миллиметровом диапазоне длин волн в атмосферном кислороде приведена в работах (Жевакин, Наумов, 1965; Жевакин, 1986). Погонное поглощение в кислороде определяется как функция температуры, давления и частоты. При расчете поглощения проводится коррекция расхождения теоретического и экспериментального коэффициентов поглощения в кислороде в окнах прозрачности, что дает возможность проводить расчеты с высокой точностью.

Методика расчета поглощения радиоволн сантиметрового и миллиметрового диапазона в атмосферном водяном паре приводится в работе (Зра-

жевский, 1976). Расчет коэффициента погонного поглощения проводится суммированием поглощения по двадцати трем резонансным линиям водяного пара, вводится поправка на расхождение теоретического и экспериментального спектров поглощения. Коэффициент поглощения находится как функция давления, температуры, влажности и частоты.

Расчет интегрального поглощения в атмосфере и яркостной температуры атмосферы проводился численным интегрированием до высоты 25 км. Атмосфера разбивалась на слои высотой $\Delta h = 50 \text{ м}$. По значениям метеопараметров для стандартной атмосферы: давление; температура; влажность на фиксированных высотах — методом сплайн-интерполяции находились значения этих параметров для середины каждого слоя. По значениям метеопараметров определялся коэффициент поглощения i -го слоя в кислороде и водяном паре. Интегральное поглощение в слое находилось $\Delta \tau_i = \gamma(h_i) \Delta h \sec(\theta)$, интегральное погло-

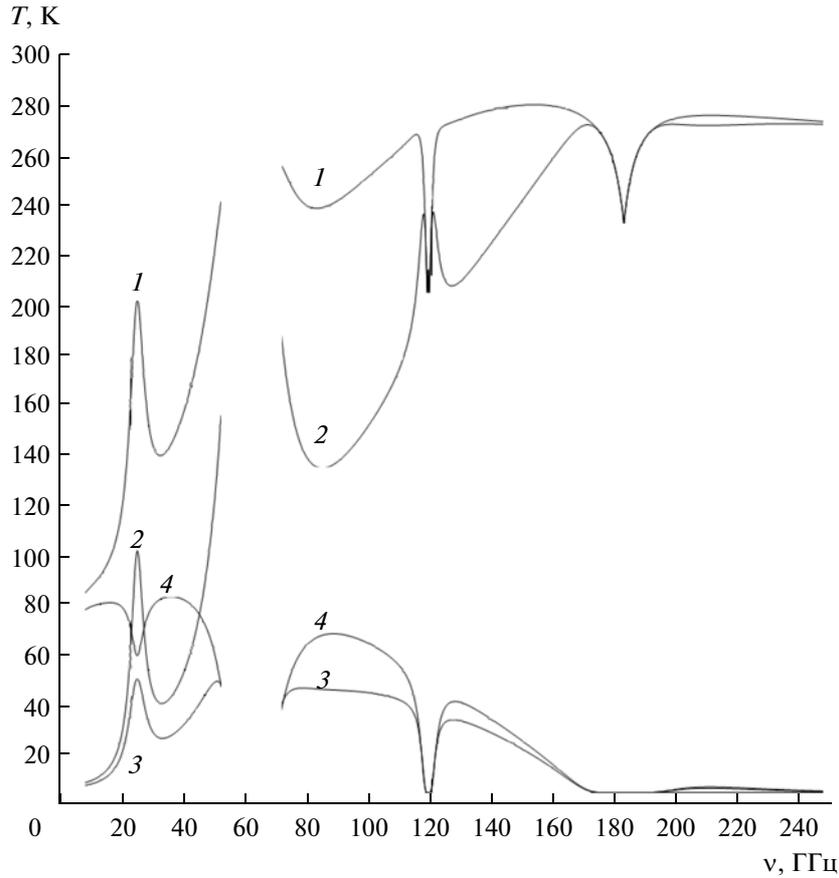


Рис. 4. Вклад в радиояркостную температуру системы атмосфера–поверхность составляющих излучения, горизонтально-поляризованное излучение, угол падения 50.19°. Расчет произведен для стандартной тропической атмосферы, температура воздуха у поверхности 300 К, влажность – 19.0 г/м³, давление – 1013 мб, интегральная влажность – 4.14 г/см². Радиояркостные температуры: 1 – системы атмосфера–поверхность; 2 – восходящего излучения атмосферы; 3 – поверхности, ослабленная атмосферой; 4 – нисходящего излучения атмосферы, отраженного поверхностью и ослабленного атмосферой.

щение в атмосфере определялось суммированием ΔT_i по всем слоям. Радиояркостная температура от i -го атмосферного слоя для восходящего излучения с учетом ослабления излучения лежащими выше слоями может быть представлена в виде

$$\Delta T_{bi} = T(h_i)[1 - \exp(-\gamma(h_i)\Delta h \sec(\theta))] \times \sum_{k=i+1}^n \gamma(h_k)\Delta h \sec(\theta),$$

где $T(h_i)$ – температура i -го слоя; $\gamma(h_i)$ – погонное поглощение в середине слоя; $n = 500$ – число слоев. Для нисходящего излучения

$$\Delta T_{bi} = T(h_i)[1 - \exp(-\gamma(h_i)\Delta h \sec(\theta))] \times \sum_{k=0}^{i-1} \gamma(h_k)\Delta h \sec(\theta).$$

Радиояркостная температура для восходящего или нисходящего излучения определялась сум-

мированием радиояркостных температур по всем слоям.

Для оценки возможности восстановления детального профиля атмосферного водяного пара по данным спутниковых измерений в линии резонанса 183 ГГц проведен расчет нормированных весовых функций для восходящего излучения водяного пара. Для каждой из частот определяется слой с максимальным значением радиояркостной температуры ΔT_{bmax} , значение весовой функции для каждого слоя определялось $K(h_i) = \Delta T_{bi}/\Delta T_{bmax}$.

Модельные расчеты интегрального поглощения электромагнитного излучения в атмосфере, спектры радиояркостных температур атмосферы, спектры радиояркостных температур системы атмосфера–океан и вклад различных составляющих излучения в радиояркостную температуру системы атмосфера–океан проводились в диапазоне 5–250 ГГц.

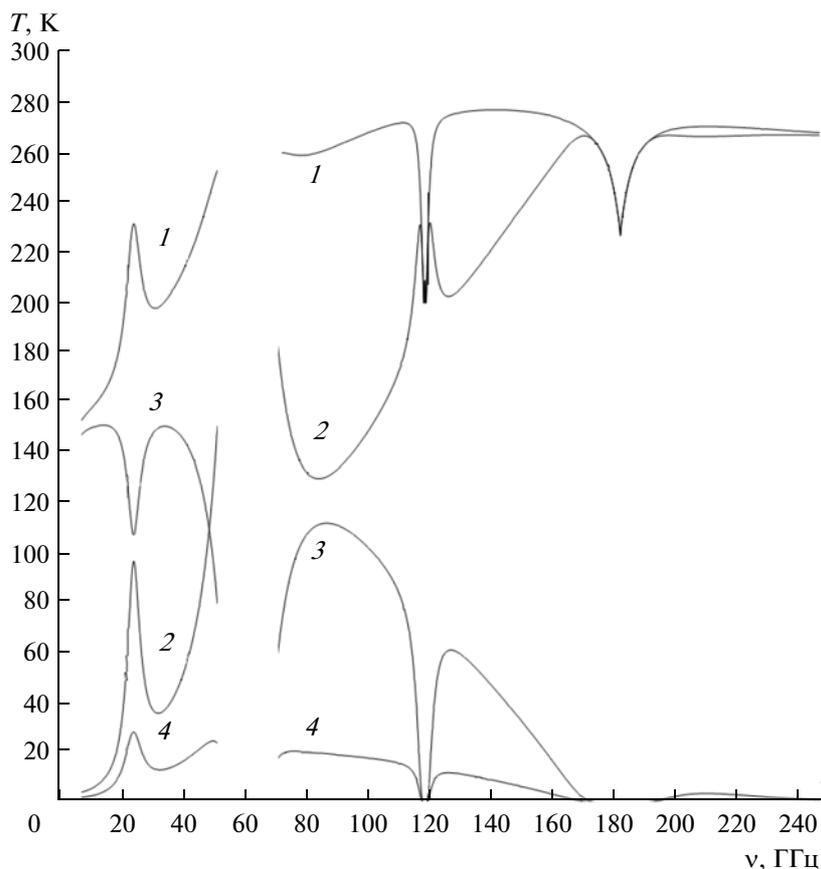


Рис. 5. Вклад в радиояркостную температуру системы атмосфера—поверхность составляющих излучения, угол наблюдения 50.19° , вертикально-поляризованное излучение. Расчет произведен для стандартной тропической атмосферы, температура воздуха у поверхности 300 К, влажность — 19.0 г/м³, давление — 1013 мб, интегральная влажность — 4.14 г/см². Радиояростные температуры: 1 — системы атмосфера—поверхность; 2 — восходящего излучения атмосферы; 3 — поверхности, ослабленная атмосферой; 4 — нисходящего излучения атмосферы, отраженного поверхностью и ослабленного атмосферой.

При расчетах были выбраны следующие модели свободной атмосферы:

— стандартная атмосфера средних широт. Давление у поверхности — 1013 мб, температура — 294 К, влажность у поверхности — 14 г/м³, интегральная влажность — 2.94 г/см² (Clatchey et al., 1972);

— стандартная тропическая атмосфера. Давление у поверхности — 1013 мб, температура — 300 К, влажность у поверхности — 19 г/м³, интегральная влажность — 4.14 г/см² (Clatchey et al., 1972);

— тропическая атмосфера с максимальной влажностью. Давление у поверхности — 1013 мб, температура — 300 К, влажность у поверхности — 26.4 г/м³, интегральная влажность — 6.93 г/см².

Температура поверхности океана принималась равной поверхностной температуре воздуха, влияние волнения на излучательную способность поверхности не учитывалось.

Предполагалось, что измерения радиояркостной температуры проводятся из космоса, высота орбиты — 550 км, ориентация осей антенн к надиру составляет 45° , угол падения излучения на поверхность составляет 50.19° . Расчеты проводились численным интегрированием с шагом 50 м до высоты 25 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис. 1 представлены результаты расчета интегрального поглощения электромагнитного излучения в атмосфере. В линии резонанса водяного пара 22.2 ГГц поглощение изменяется от 0.32 Нп для атмосферы средних широт до 0.72 Нп для атмосферы с максимальной влажностью, в центре резонансной линии 183 ГГц значение интегрального поглощения изменяется от 54 до 128 Нп соответственно. В окнах прозрачности изменения соответственно составляют: 85 ГГц — 0.51–0.97 Нп; 150 ГГц — 1.39–3.3 Нп.

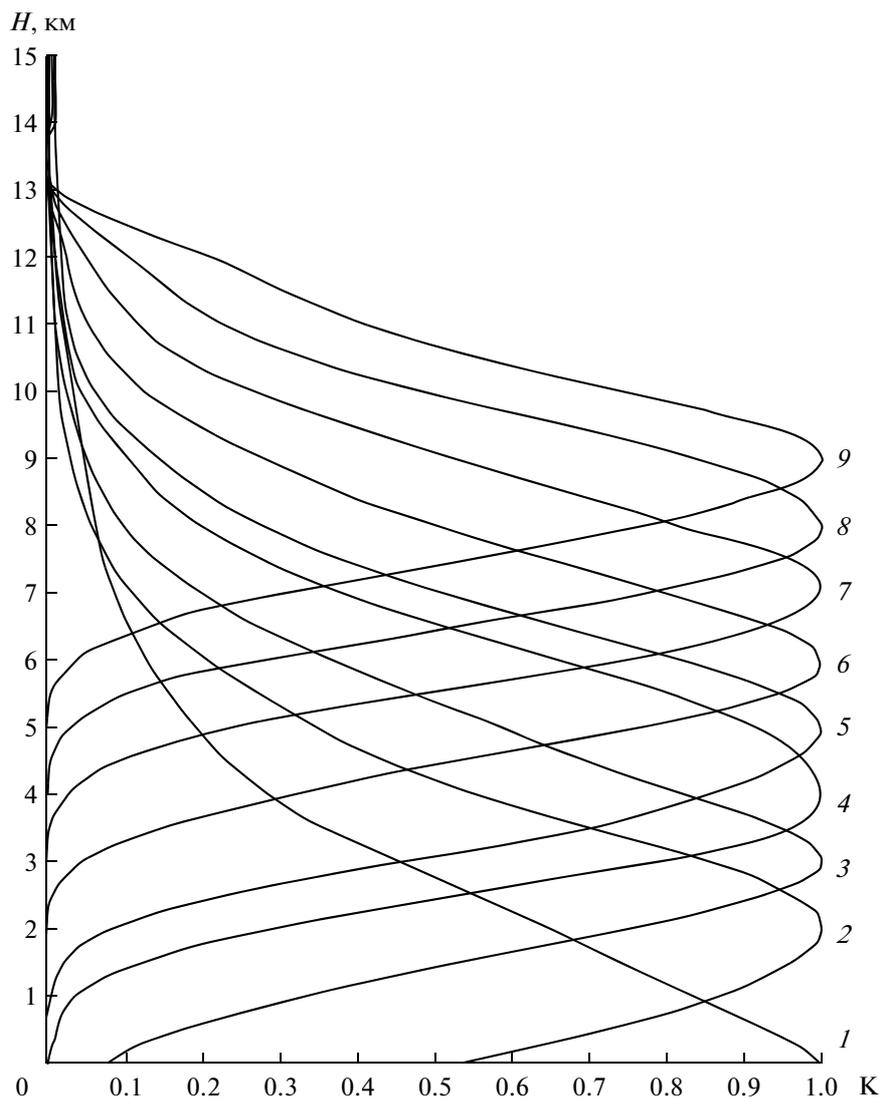


Рис. 6. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара, угол наблюдения 50.19° . Тропики, средняя атмосфера. Температура воздуха – 300 К, влажность – 22.7 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 5.53 г/см^2 . Описание кривых приведено в табл. 1.

На рис. 2, 3 приводятся радиояркостные температуры системы атмосфера–поверхность для стандартной и тропической атмосферы для горизонтально и вертикально поляризованного излу-

чения. На рис. 4, 5 приводится вклад основных составляющих излучения системы атмосфера–поверхность для горизонтально и вертикально поляризованного излучения соответственно.

Таблица 1. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара (описание кривых на рис. 6)

Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км	Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км
1	85.00	0.00	6	179.30	6.00
2	147.00	2.00	7	180.85	7.00
3	168.00	3.00	8	181.80	8.00
4	174.80	4.00	9	182.50	9.00
5	176.80	5.00			

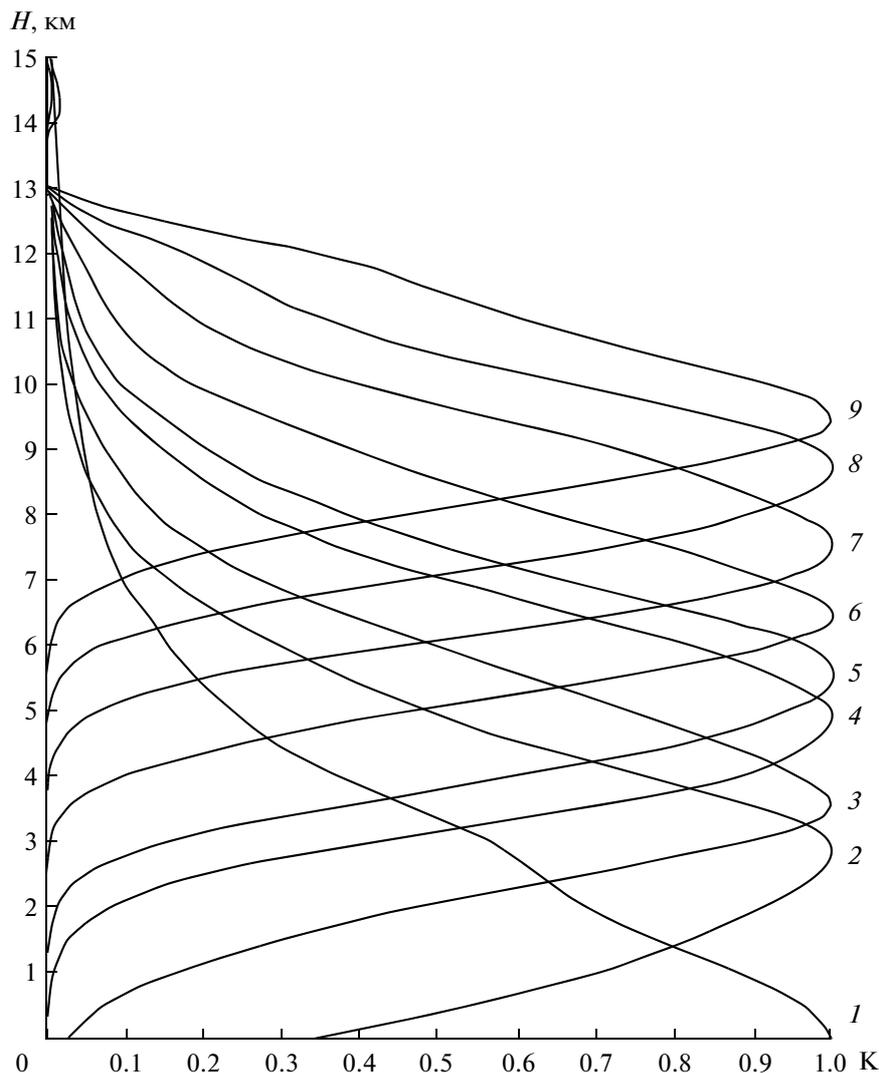


Рис. 7. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара, угол наблюдения 50.19° . Тропики, максимальная влажность. Температура воздуха – 300 К, влажность – 26.37 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 6.93 г/см^2 . Описание кривых приведено в табл. 2.

Как следует из расчетов, основной вклад в яркостную температуру системы атмосфера–поверхность в окрестности линии резонанса водяного пара 183 ГГц дает восходящее излучение ат-

мосферы, вклад излучения поверхности и нисходящего излучения атмосферы, отраженного поверхностью, незначителен. Вклады излучения поверхности и нисходящего излучения атмосферы

Таблица 2. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара (описание кривых на рис. 7)

Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км	Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км
1	85.00	0.00	6	179.30	6.50
2	147.00	2.95	7	180.85	7.50
3	168.00	3.60	8	181.80	8.75
4	174.80	4.85	9	182.50	9.50
5	176.80	5.55			

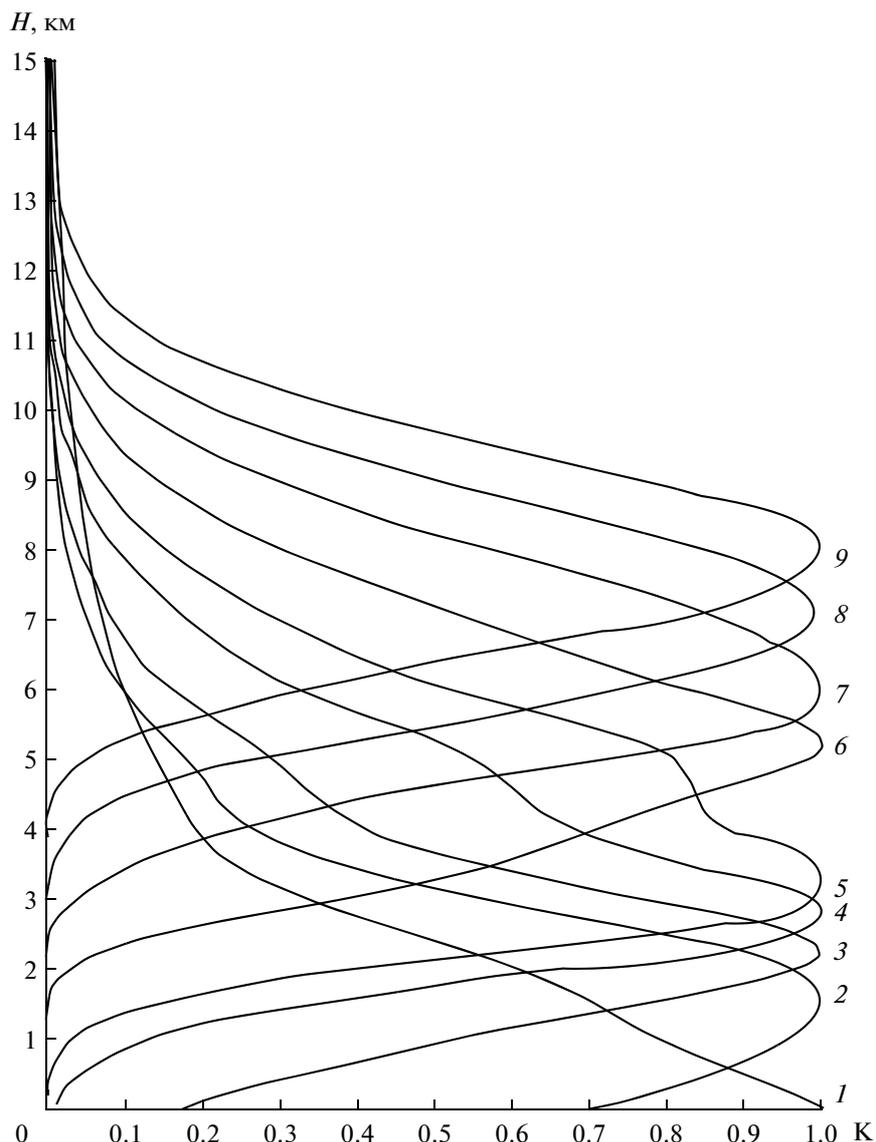


Рис. 8. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара, угол наблюдения 50.19° . Тропики, стандартная атмосфера. Температура воздуха – 300 К, влажность – 19.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 4.14 г/см^2 . Описание кривых приведено в табл. 3.

в яркостную температуру системы атмосфера–океан проявляются на малых частотах и окнах прозрачности атмосферы. Изменения радиояр-

костной температуры системы атмосфера–океан в зависимости от влажности существенно выше для горизонтально поляризованного излучения,

Таблица 3. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара (описание кривых на рис. 8)

Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км	Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км
1	85.00	0.00	6	179.30	5.25
2	147.00	1.70	7	180.85	5.90
3	168.00	2.25	8	181.80	7.15
4	174.80	2.75	9	182.50	7.90
5	176.80	3.15			

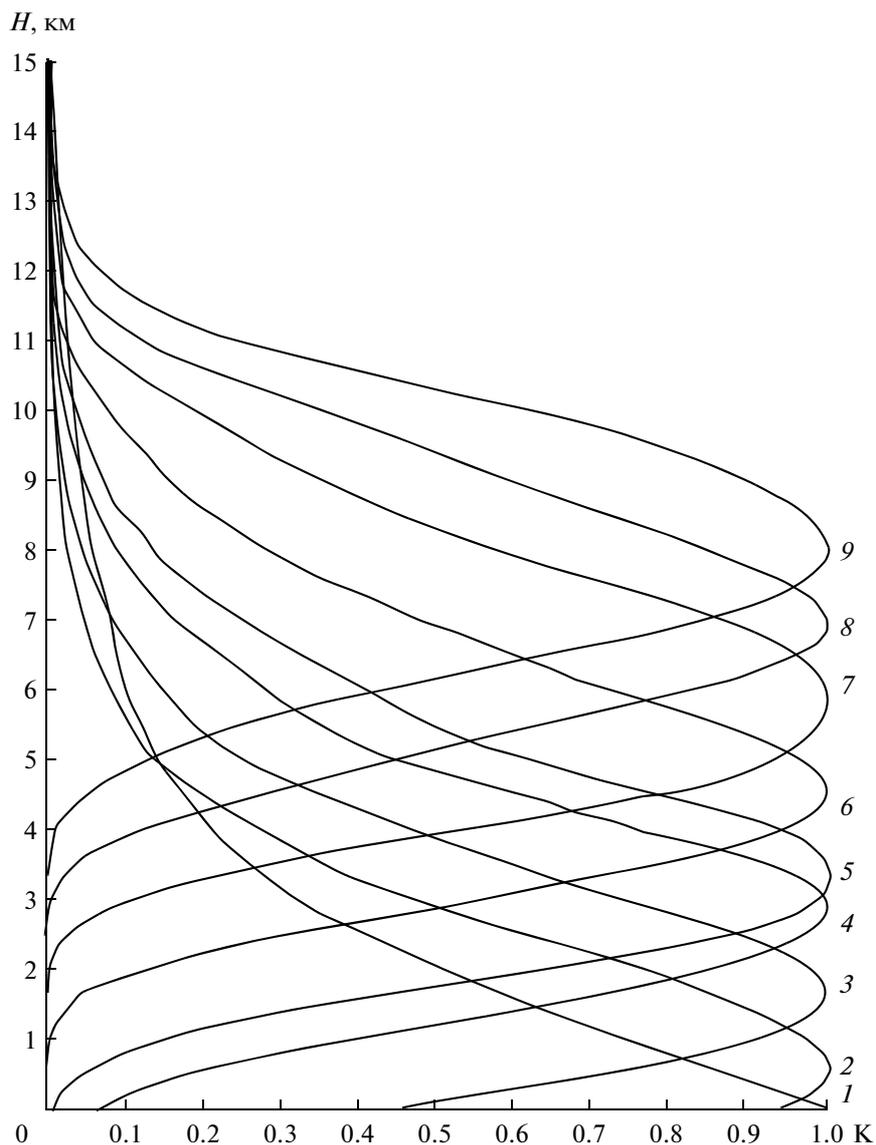


Рис. 9. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара, угол наблюдения 50.19° . Средние широты. Температура воздуха – 294 К, влажность – 14.0 г/м^3 , давление – 1013 мб, интегральная влажность – 2.94 г/см^2 . Описание кривых приведено в табл. 4.

чем для вертикально–поляризованного. Вместе с тем, мешающее влияние поверхности для горизонтально поляризованного излучения ниже. Это

в первую очередь связано с малой излучательной способностью (большим коэффициентом отражения) поверхности океана.

Таблица 4. Весовые функции для восходящего излучения атмосферного водяного пара (описание кривых на рис. 9)

Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км	Кривая	Частота, ГГц	Максимум, км
1	85.00	0.00	6	179.30	4.30
2	147.00	0.55	7	180.85	6.00
3	168.00	1.80	8	181.80	6.90
4	174.80	2.60	9	182.50	7.95
5	176.80	3.30			

Возможность восстановления детального профиля влажности по 8–10 уровням на высотах от 0 до 10 км в тропической атмосфере исследовалась для интегральной влажности 4.14–6.93 г/см² (стандартная атмосфера – атмосфера с максимальной влажностью). Для расчетов было выбрано среднее значение влажности для этих двух атмосфер: поверхностная влажность – 22.7 г/м³; интегральное содержание водяного пара – 5.53 г/см². Результаты расчетов весовых функций для радиотеплового излучения атмосферного водяного пара приведены на рис. 6–9 (табл. 1–4).

Расчет весовых функций показал, что проведение измерений в диапазоне 85–183 ГГц делает возможным восстановление профиля влажности по девяти уровням на высотах 0–10 км. Вместе с тем увеличение влажности приводит к смещению максимумов весовых функций в область больших высот, это смещение может достигать 0.95 км для частоты 147 ГГц. При уменьшении влажности атмосферы максимумы весовых функций смещаются на меньшие высоты, смещение здесь может составлять 1.85 км на частоте 176.8 ГГц. Разнесение спектральных каналов в линии 183 ГГц должно быть не менее 700 МГц, что позволяет использовать ширину полос приема порядка 500 МГц.

ВЫВОДЫ

Проведенные расчеты позволяют сделать следующие выводы.

Для восстановления детальных высотных профилей водяного пара по 8–10 уровням до высот 10 км по радиометрическим измерениям со спутника целесообразно проводить измерения в линии резонанса водяного пара 183 ГГц.

Максимумы весовых функций восходящего радиотеплового излучения водяного пара в линии 183 ГГц разнесены по частоте не менее 700 МГц. Это позволяет использовать ширину спектральных полос приема порядка 500 МГц, что при современных радиометрических приемниках может обеспечить высокую чувствительность в спектральных каналах не более 0.5 К.

При современных антенных системах спутниковых радиометров элемент разрешения на частоте 183 ГГц в горизонтальной плоскости составляет порядка 10 км, что принципиально важно для детального изучения генезиса и эволюции тропических циклонов в трехмерном пространстве.

Основной вклад в яркостную температуру системы атмосфера–океан в окрестности линии 183 ГГц составляет восходящее излучение атмосферного водяного пара, что значительно снижает влияние

подстилающей поверхности на точность восстановления профилей влажности.

Проведенные расчеты показывают, что резонансная линия 183 ГГц позволяет получить детальные профили водяного пара в тропической атмосфере. Дальнейшие исследования целесообразности использования линии 183 ГГц для получения исчерпывающей информации о тропических циклонах следует провести с учетом влияния морской поверхности, температурных профилей атмосферы, облачности и осадков.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ (проекты № 08-05-00890, 09-05-01019, 11-05-00493).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т.* Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974.
- Жевакин С.А., Наумов А.П.* К расчету коэффициента поглощения в атмосферном кислороде // Радиотехника и электроника. 1965. Т. 10. № 6. С. 987–995.
- Жевакин С.А.* Полуэмпирическая теория поглощения радиоволн молекулярным кислородом атмосферы. Новые результаты // II Всесоюзная школа-симпозиум по распространению ММ и СМ волн в атмосфере. Фрунзе: Илим, 1986. 16 с.
- Зражевский А.Ю.* Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах // Радиотехника и электроника. 1976. Т. 21. № 5. С. 951–957.
- Кузьмин А.В., Поспелов М.Н., Ханин Ю.Б., Шарков Е.А.* Микроволновый сканирующий радиометр-поляриметр нового поколения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. Т. 1. С. 238–243.
- Руткевич П.Б., Шарков Е.А.* Физический механизм генезиса вихревых возмущений в сжимаемой и насыщенной водяным паром атмосфере // Препринт Пр-2102. М.: ИКИ РАН, 2004. 11 с.
- Шарков Е.А.* Дистанционные исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 52–68.
- Clatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A. et al.* Optical properties of the atmosphere // AFCRL-72-0497. 1972. P. 108.
- Rutkevich P.B.* Convective and rotational instability in moist air // Physica A. 2002. V. 315. № 1–2. P. 215–221.
- Sharkov E.A.* Remote sensing of tropical regions. Chichester, N.Y., Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto: John Wiley and Sons/PRAXIS, 1998. 310 p.
- Sharkov E.A.* Passive microwave remote sensing of the Earth: physical foundations. Berlin, N.Y., London, Paris, Tokyo: Springer/PRAXIS, 2003. 612 p.
- Sharkov E.A.* Global tropical cyclogenesis. London, Berlin, N.Y., Paris, Singapore, Tokyo: Springer/PRAXIS, 2000. 370 p.
- Uspensky A.B., Scherbina G.I.* Derivation of precipitable water from Meteor and NOAA infrared window measurements // Adv. Space Res. 1996. V. 18. № 7. P. 17–20.

On Possibility of Moisture Profile Retrieval in Tropics through 183 GHz Line Measurement from Space

A. G. Semin¹, A. V. Kuzmin², Yu. B. Khapin², E. A. Sharkov²

¹*State Pedagogical University, Penza*

²*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Radiometric satellite data may be successful use for not only retrieval meteorology parameters but for direct characteristics determination of thermal and dynamic sea-atmosphere interaction. There are determining possibilities of water vapor detailed profile retrieval at atmosphere in this paper. It's really important to decide this problem for study physically problems of genesis and evolution tropical cyclones. This research deals with new approaches for method of water vapor detailed profile recovery (8–10 levels for 0–10 km height) including data of intensive resonant line of 183 GHz. For reduce undefined factors in temperature profile determination we decided to include line 118 GHz to Satellite radiometer.

Keywords: water vapor detailed profile retrieval at atmosphere, microwave radiometry, radio brightness temperature

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНАЛИЗ КАНАЛОВ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ LANDSAT TM ДЛЯ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕСНЫХ НАСАЖДЕНИЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ПРОВИНЦИИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

© 2012 г. Э. А. Терехин

*Белгородский государственный национальный исследовательский университет,
Федерально-региональный центр аэрокосмического и наземного мониторинга
объектов и природных ресурсов, Белгород*

E-mail: terekhin@bsu.edu.ru

Поступила в редакцию 29.07.2011 г.

Изложены результаты исследования информативности спектральных диапазонов снимка LANDSAT TM для анализа группы параметров лесных насаждений: возраста, высоты и диаметра стволов. Объект исследования – дубравы Белгородской области. Проводилась оценка шести спектральных диапазонов. На основе анализа данных, собранных почти с 1300 выделов, установлено, что наиболее чувствительным диапазоном для оценки всех исследуемых параметров насаждений является канал 5 (средний инфракрасный) снимка.

Ключевые слова: параметры лесных насаждений, лесостепная зона, спектральные диапазоны, корреляционный и дисперсионный анализы

ВВЕДЕНИЕ

Растительность обладает достаточно сложной кривой коэффициентов спектральной яркости (КСЯ), которая значительно изменяется с длиной волны и одновременно содержит в себе информацию, связанную с определенными параметрами и состоянием растительных сообществ. При их анализе по материалам космической съемки исследователь имеет дело со спектральными отражательными свойствами растительного покрова, оцененными в разных диапазонах спектра.

Одной из важнейших задач исследования лесной растительности с помощью данных дистанционного зондирования (ДДЗ) является установление количественных отношений между параметрами лесного фитоценоза – возрастом, высотой, диаметром стволов – и спектральными отражательными свойствами лесного полога. Однако перед тем как приступить к расчету количественных уравнений связи, необходимо выяснить, какой спектральный диапазон является наиболее информативными (чувствительным) при исследовании определенного параметра насаждения. Этот диапазон будет использоваться непосредственно при построении уравнений зависимости.

Решению задачи выявления наиболее информативных спектральных диапазонов для оценки возраста, высоты и диаметра лесного насаждения посвящена настоящая статья.

К волновым диапазонам, наиболее широко используемым для анализа спектральной отражательной способности объектов земной поверхности, относятся синий (0.45–0.52 мкм), зеленый (0.525–0.605 мкм), красный (0.63–0.690 мкм), ближний (0.75–0.90 мкм) и средние инфракрасные (ИК) (1.55–1.75; 2.08–2.35 мкм). Перечисленные диапазоны соответствуют основным каналам большинства космических сенсоров.

К настоящему времени по проблеме выявления наиболее информативных спектральных показателей по космическим снимкам для анализа параметров лесных фитоценозов выполнен ряд успешных зарубежных работ (Foody et al., 2001; Gerylo et al., 2002; Phua, Satino, 2003; Lu et al., 2004; Chen, Zhao, 2007). Подобные исследования ведутся для бореальных, умеренных и тропических лесов. При этом наиболее информативные показатели, выявленные в ходе этих исследований, показывают сильную корреляционную связь с возрастом, высотой, биомассой лесных насаждений (Lu et al., 2004). Планировалось ответить на вопрос, какой спектральный диапазон, на примере каналов данных LANDSAT TM, наиболее предпочтителен для анализа возраста, высоты или диаметра лесного, преимущественно дубового насаждения, типичного для лесостепной провинции Среднерусской возвышенности. Исследования проводились на примере лесных массивов Белгородской области.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Территория Белгородской области расположена в южной части Среднерусской возвышенности и практически полностью относится к лесостепной зоне. Незначительная юго-восточная часть области (Вейделевский и Ровеньский районы) отнесена к зоне степей. Характерная особенность округа Курской лесостепи – чередование в ландшафте лесных островов с открытыми пространствами, ранее представленными разнотравными степями, а позднее распаханными.

По данным государственного лесного учета, общая площадь всех лесов Белгородской области составляет 246.2 тыс. га, в том числе покрытая лесом – 232.4 тыс. га, лесистость 8.6% (Авраменко и др., 2007; 2008). Показатель лесистости области приблизительно соответствует средней лесистости Центрально-Черноземного региона, которая составляет 8.7% (Бугаев и др., 2006). В составе лесов преобладают твердолиственные породы, которые занимают площадь 173.5 тыс. га, или 85.0% от покрытой лесом площади, из них дуба черешчатого – 161.5 тыс. га – 9.4% и мягколиственные породы – 11.4 тыс. га, или 5.6%. Таким образом, леса региона представлены в своем большинстве массивами дуба черешчатого, являющегося особо ценной породой.

Средний возраст хвойных насаждений равен 42 годам, твердолиственных – 60 годам, мягколиственных – 34 годам. По возрасту молодняки занимают площадь 41.7 тыс. га (20.4%), средневозрастные – 146.5 тыс. га (71.8%), приспевающие – 9.8 тыс. га (4.8%), спелые и перестойные – 6.1 тыс. га (3.0%). По территории области леса распределены неравномерно. В ряде районов – Шебекинском, Валуйском, Старооскольском, Чернянском – расположены достаточно крупные лесные массивы, однако большей частью леса представлены небольшими урочищами по оврагам и балкам, водоразделам, правым берегам рек.

В качестве объектов исследования использовали группу лесных массивов. Это урочища “Нежегольская Дача”, “Мелкий Лес”, “Ездоченская Дача”. Все лесные участки были выбраны на основе материалов лесоустройства с таким учетом, чтобы они являлись типичными для региона и по ним можно было создать репрезентативную выборку характеристик лесных насаждений. Расположение объектов исследования на территории Белгородской области показано на рис. 1.

В дальнейшем мы будем называть массив Мелкий лес – Борисовским участком, массив Нежегольская Дача – Шебекинским, Ездоченская Дача – Чернянским, по названию админи-

стративных районов области, в которых они расположены.

В качестве материалов спутниковой съемки применялся комический снимок Landsat TM 5, от 25.08.1995 г. Съемка с аппаратов этого типа обладает наиболее оптимальным сочетанием целого ряда факторов (количество и диапазоны используемых каналов, пространственное и радиометрическое разрешение, обширный охват территории одной спутниковой сценой, наличие надежных алгоритмов предварительной коррекции), что обусловило ее выбор для анализа. Выбор даты съемки обусловлен максимальной близостью к срокам выполнения последних комплексных лесоустроительных работ, которые для всех объектов исследования были проведены в период 1994–1995 гг.

Следует отметить, что для получения более полной картины об информативности спектральных диапазонов целесообразно было использовать снимки разных месяцев вегетационного периода. Однако снимки Landsat, полученные за другие месяцы вегетационных сезонов 1994–1995 гг., имели значительный процент облачности, не позволяющий применить их в исследовании.

Снимок Landsat TM содержит семь каналов, но нами в исследовании использованы каналы 1–5 и 7. Тепловой канал 6 не использовался. Каналы снимка соответствуют следующим диапазонам спектра: синему, зеленому, красному, ближнему ИК и среднему ИК, которому в свою очередь соответствуют два канала. Пространственное разрешение всех используемых каналов составляет 30 м/пиксел, радиометрическое разрешение – 8 бит. Размер спутниковой сцены составляет 180 × 185 км. Применялись данные наиболее высокого первичного уровня обработки – L1T, включающего начальную радиометрическую коррекцию, ортотрансформирование с применением глобальной цифровой модели местности GLS 2000 и географическую привязку с использованием наземных точек корректировки. В планетарной схеме пролетов спутника сцена расположена в 177 колонке и 25 ряду (path 177, row 025) и покрывает территорию всех объектов исследования. Материалы спутниковой съемки были получены из интернет-архива геологической службы США (USGS).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чтобы ответить на вопрос, какой спектральный диапазон является наиболее информативным для оценки возраста, высоты или диаметра насаждений, необходимо разработать и реализовать последовательность действий, направленную на соотнесение материалов наземных обсле-

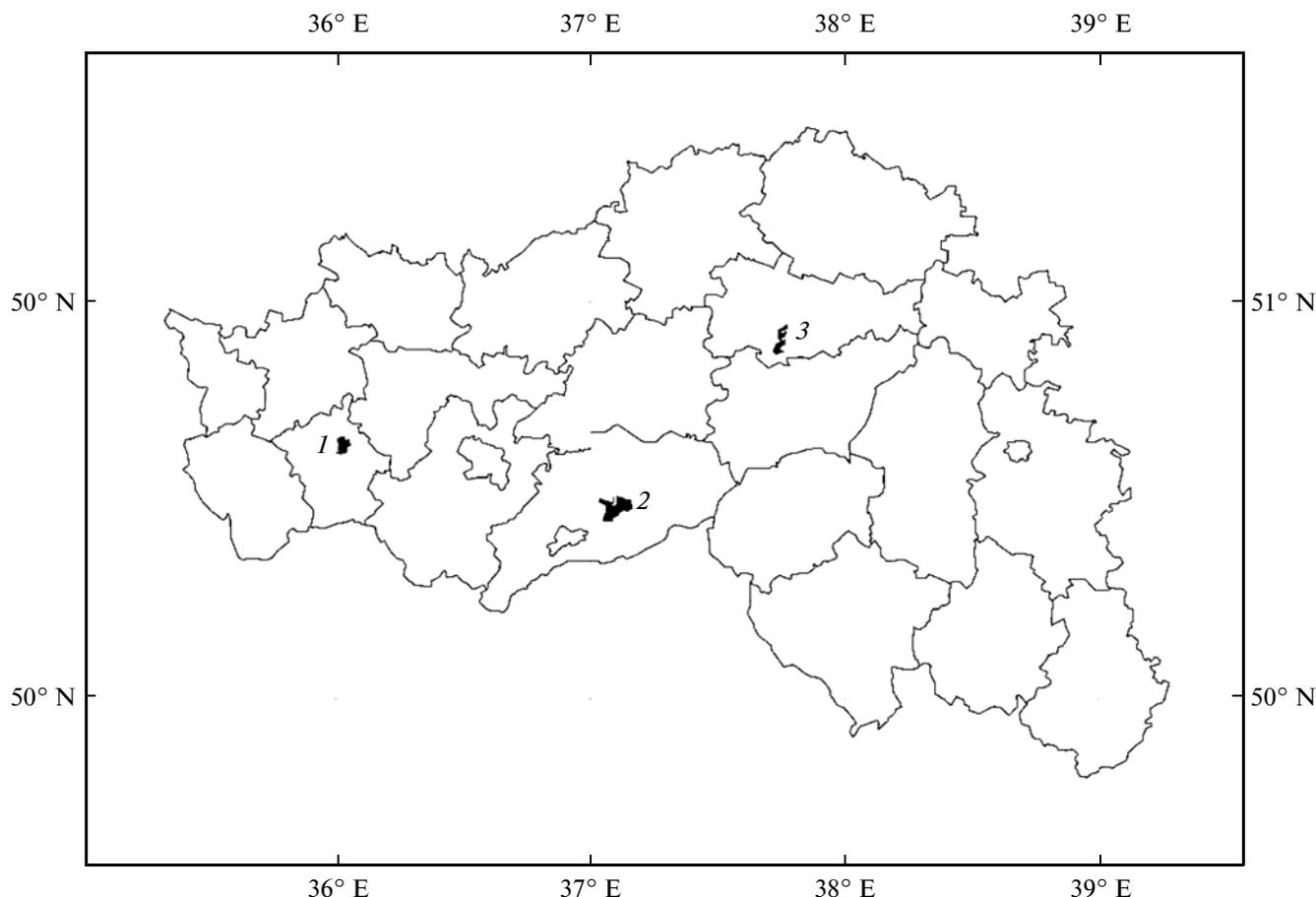


Рис. 1. Карта расположения объектов исследования на территории Белгородской области: 1 – Мелкий Лес, 2 – Нежгольская Дача, 3 – Ездоченская Дача. Контуры внутри границы области отображают административно-территориальное деление региона.

дований с результатами обработки космической съемки.

Для этой цели предложена последовательность, включающая следующие этапы:

1. Сбор информации о параметрах лесных массивов и формирование на их основании базы данных, привязанной к картографической основе.
2. Формирование выборки из лесных выделов на основе полученной базы данных, однородных по породному составу и типу лесорастительных условий.
3. Создание оценочной площади в каждом выделе полученной выборки для последующего анализа в ней спектральных характеристик насаждений. Совокупностью оценочных площадей сформируется региональная сеть для оценки параметров насаждений и их спектральных характеристик.
4. Расчет средних значений спектральных диапазонов в каждой исследовательской площади.
5. Проведение статистической обработки полученных данных, направленной на выявление наиболее информативных показателей. Стати-

стическая обработка состояла в корреляционном и дисперсионном анализе данных.

Для реализации перечисленных этапов применялись следующие группы методов: обработка данных ДЗ, геоинформационный и статистический анализы данных.

Данные лесоинвентаризационных обследований и их анализ

Развертывание исследовательских площадей должно быть основано на материалах комплексных полевых лесоустроительных обследований, которые были взяты за основу. Материалы лесоустройства включают лесоустроительный планшет с указанной на нем сетью кварталов и выделов лесного массива и подробное лесотаксационное описание каждого выдела. Планшет выполнен в М 1 : 25000.

Полученную информацию перевели в электронный вид для последующей интеграции с материалами спектральной тематической обработки космических снимков. Задача перевода данных в

Таблица 1. Суммарная статистика обработанных данных лесоустройства

Участок	Количество выделов	Параметр насаждений	Минимум	Максимум	Среднее	Стандартное отклонение
Шебекино	625	возраст, лет	5	130	52	24
		высота, м	2	27	17	6
		диаметр, см	То же	56	21	9
Борисовка	407	возраст, лет	5	130	46	23
		высота, м	2	26	16	5
		диаметр, см	То же	48	19	8
Чернянка	256	возраст, лет	6	120	52	25
		высота, м	2	27	15	5
		диаметр, см	То же	44	19	8

цифровой была решена в геоинформационной системе ArcGIS 9.3 путем привязки лесоустроительных планшетов всех исследуемых лесных массивов и их перевода в векторную форму. Далее были осуществлены присоединение к ним атрибутивных таблиц и заполнение их сведениями о лесотаксационных характеристиках. Суммарная статистика обработанных данных лесоустройства приведена в табл. 1.

Всего таким образом была собрана лесотаксационная информация с 1288 выделов.

Выборку из выделов лесных массивов осуществляли по единым критериям, к которым относились:

- тип условий местности (тип лесорастительных условий по классификации Алексева–Погребняка (Колесниченко, 1981)) – дубрава свежая, индексное обозначение в классификации – Д₂;

- основной элемент породного состава лесного насаждения – дуб нагорный высокоствольный (ДНВ);

- минимальная площадь анализируемого выдела – 2 га.

Дубраву свежую в качестве типа условий местности и дуб нагорный высокоствольный в качестве основного элемента породного состава использовали в качестве критериев на основании того, что указанные параметры являются доминирующими для лесов региона. Площадь минимального анализируемого выдела подбиралась в соответствии с пространственным разрешением космической съемки таким образом, чтобы из этой площади на космическом снимке можно было достоверно извлекать спектральные характеристики лесного массива.

По приведенным критериям было отобрано на Шебекинском участке 302 выдела, в Борисовском – 150, Чернянском – 90 выделов.

Обработка космических снимков

Этапы обработки ДДЗ заключались в радиометрической калибровке снимков и анализе

спектра отражения лесных массивов на космических снимках. Обработка снимков была выполнена с использованием программного пакета ERDAS IMAGINE.

Радиометрическая калибровка снимков (radiometric correction) является основной предпосылкой получения достоверных результатов, извлекаемых из ДДЗ (Chander et al., 2003). Снимки, первоначально получаемые со спутников, записаны в виде так называемых “сырых значений” яркости DN (Digital Number). Использование таких значений для анализа спектра природных объектов может привести к завышению или занижению значений спектральных свойств природных объектов, что особенно сказывается на результатах, когда анализируются состояния одного типа объекта, которым в нашем случае являются лесные массивы. Поэтому необходимо перевести исходные значения снимков в показатели излучения, приходящего на сенсор, а также ввести поправки на угол падения солнечных лучей и положение сенсора на момент съемки (эти сведения были получены из метаданных снимка). В результате значения яркостей космических снимков были переведены в коэффициенты отражения (альбедо), зависящие только от природы отражающего объекта. Коэффициенты отражения или коэффициенты спектральной яркости являются безразмерными показателями и принимают диапазон значений от 0 до 1. Процедура корректировки была реализована с применением специальных формул и констант (Chander, 2009), путем написания алгоритма коррекции в модуле Spatial Modeler программы ERDAS IMAGINE.

Анализ полученных коэффициентов отражения лесных массивов показал соответствие их значений кривым спектрального образа лесных насаждений (Сухих, 1977). Причем коэффициенты отражения отличны для выделов, различающихся по возрасту, высоте и диаметру стволов, что выяснили, оценив отражательную способность насаждений по космическому снимку, сопоставленному с результатами таксационных описаний.

Сопоставление данных лесотаксационных обследований с результатами обработки космических снимков

Заключительная стадия исследования включала развертывание оценочных площадей и сопоставления значений спектральных показателей с результатами лесотаксационных обследований, статистический анализ полученных данных.

Извлечение коэффициентов отражения насаждений из снимка производилось следующим способом: в выделах лесных массивов был размещен набор оценочных площадей, имеющих круговую форму и диаметр 60 м. Площадь наносилась на область снимка, соответствующую определенному лесотаксационному выделу. Диаметр 60 м выбран таким образом, чтобы он соответствовал двукратному пространственному разрешению снимка, что в свою очередь обеспечивало достоверное извлечение пиксельных значений. Одна площадка соответствует только одному выделу и размещается внутри него. Площадки размещались в тех выделах, которые были выбраны по установленным критериям (тип условий местности, основная древесная порода, минимальный размер выдела). Процесс создания площадей был автоматизирован путем написания модели-алгоритма в геоинформационной системе ArcGIS. Входные данные в модели – база данных параметров лесного насаждения, а также типов лесорастительных условий. Выходные данные – векторный слой исследовательских площадей с присоединенной к нему атрибутивной информацией о параметрах насаждения для каждой площади. В итоге был подготовлен набор из 542 оценочных площадей, из которых были извлечены по космическому снимку усредненные значения коэффициентов отражения. Таким образом, в таблицу атрибутов векторного слоя оценочных площадей, в которой уже присутствовали данные о лесотаксационных параметрах, были добавлены столбцы с рассчитанными значениями спектральных характеристик. Вместе эти сведения сформировали выборку, по которой был произведен анализ влияния возраста, высоты и диаметра насаждений на спектральные свойства.

Пространственное расположение площадей оценки в сети кварталов и выделов лесного массива на примере Шебекинского участка показано на рис. 2.

Совокупности оценочных площадей, аналогичные показанной на рис. 2, были размещены в лесных массивах Борисовского и Чернянского участков.

Этап статистического анализа данных, направленный на выявление наиболее информативных спектральных диапазонов, основывался на дисперсионном и корреляционном анализе совокупности спектральных характеристик и лесотаксационных параметров.

Дисперсионный анализ полученной выборки значений параметров насаждений и соответствующих им значений спектральных характеристик заключался в оценки различий значений каналов снимка, соответствующих величинам возраста, высот и диаметра насаждений.

Основной критерий, по которому выбирались самые информативные спектральные диапазоны, формулируется с точки зрения дисперсионного анализа следующим образом: наиболее информативным является диапазон, характеризующийся максимально различными значениями коэффициентов отражения для разных классов возраста, высот и диаметров лесных насаждений. Степень различий оценивается величиной отношения F -критерия к табличному значению на определенном уровне значимости (0.05). Таким образом, выбор самых чувствительных диапазонов осуществлялся на основании величины F -критерия (критерия Фишера). Чем выше значение F -критерия, тем значительнее различия между значениями спектральных показателей, соответствующих разным величинам параметров насаждений.

Процедура анализа была выполнена в программе STATISTICA 6.0. В анализе участвовали три параметра лесного насаждения: возраст, высота и диаметр – с одной стороны и шесть спектральных диапазонов – с другой.

Корреляционный анализ данных заключался в расчете матрицы коэффициентов линейной корреляции между лесотаксационными параметрами и коэффициентами отражения в каналах снимка. С позиций корреляционного анализа критерий выбора наиболее информативного спектрального показателя формулируется более просто: наиболее информативным является спектральный диапазон, характеризующийся максимальными (по модулю) коэффициентами корреляции с параметрами лесных насаждений. Корреляционный анализ, так же, как и дисперсионный, проводился на уровне значимости 0.05.

Стоит отметить, что ряд зарубежных исследователей достаточно успешно использовали коэффициент линейной корреляции при оценке спектральной яркости лесных насаждений в качестве критерия, определяющего наиболее информативный диапазон, (Phua, Satio, 2003; Lu, Batistella, 2005; Chen, Zhao, 2007). Корреляционный анализ применялся в качестве альтернативного способа дисперсионному анализу. Реально информативные диапазоны (каналы снимка) должны показывать не только высокую, но при этом и стабильную корреляцию, выявленную на разных участках исследования. Окончательное решение принималось по совокупной оценке результатов обоих видов анализа (корреляционного и дисперсионного).



Рис. 2. Расположение точек оценки на территории кварталной-выделной сети лесных массивов Шебекинского участка: 1 – оценочные площади, 2 – сеть кварталов/выделов лесного массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты корреляционного анализа

Для выявления наиболее информативного канала снимка полученные экспериментальные данные были проанализированы сначала отдельно на каждом исследовательском участке, а затем совместно.

Результаты корреляционного анализа между коэффициентами спектральной яркости в каналах снимка и параметрами насаждений на каждом участке, оцененные на уровне значимости 0.05 (табл. 2), показали, что на всех исследовательских полигонах наблюдается отрицательная корреляционная связь между параметрами насаждений и их спектральными характеристиками. Звездочкой отмечены спектральные диапазоны, характеризующиеся наиболее высокими по модулю коэффициентами корреляции с характеристиками насаждений.

Анализируя коэффициенты корреляции, полученные на каждом полигоне в отдельности, и эти же коэффициенты, рассчитанные по суммарной совокупности данных, можно сделать вывод, что наиболее чувствительным ко всем трем параметрам насаждения (возрасту, высоте и диаметру)

спектральным диапазоном является канал 5 снимка (средний ИК), охватывающий волны длиной 1.55–1.75 мкм. Его минимальный коэффициент корреляции составляет -0.68 для возраста (на Шебекинском полигоне), максимальный -0.87 для высоты насаждения (на Чернянском участке). Коэффициент корреляции этого показателя с параметрами насаждений, рассчитанный по суммарным данным, составляет -0.72 для возраста, -0.78 для высоты и -0.73 для диаметра насаждения. Несколько меньшими коэффициентами корреляции с параметрами насаждения характеризуется 2-й (зеленый) канал снимка, охватывающий диапазон 0.52–0.60 мкм.

На рис. 3 показаны значения коэффициентов корреляции между параметрами насаждения и коэффициентами спектральной яркости в каналах снимка. Из рис. 3 видно, что максимальными (по модулю) коэффициентами корреляции с параметрами насаждения характеризуется канал 5 снимка, минимальными – канал 1.

Таким образом, по результатам корреляционного анализа установлено, что канал 5 снимка Landsat наиболее информативен для анализа возраста, высоты и диаметра стволов насаждений и именно его целесообразно использовать при ди-

Таблица 2. Результаты корреляционного анализа между коэффициентами спектральной яркости каналов Landsat TM и параметрами насаждений

Участок исследования	Канал	Возраст	Высота	Диаметр
Шебекинский	TM1	-0.26	-0.26	-0.27
	TM2	-0.57	-0.63	-0.60
	TM3	-0.46	-0.53	-0.48
	TM4	-0.62	-0.61	-0.61
	TM5	-0.68*	-0.74*	-0.68*
Борисовский	TM7	-0.56	-0.65	-0.56
	TM1	-0.39	-0.41	-0.38
	TM2	-0.67*	-0.75*	-0.72*
	TM3	-0.53	-0.65	-0.59
	TM4	-0.61	-0.56	-0.60
Чернянский	TM5	-0.74*	-0.82*	-0.80*
	TM7	-0.69*	-0.82*	-0.78*
	TM1	-0.58	-0.61	-0.61
	TM2	-0.77*	-0.81*	-0.79*
	TM3	-0.78*	-0.83*	-0.81*
Результат, полученный по суммарным данным	TM4	-0.34	-0.34	-0.34
	TM5	-0.82*	-0.87*	-0.83*
	TM7	-0.58	-0.61	-0.61
	TM1	-0.27	-0.25	-0.22
	TM2	-0.64*	-0.70*	-0.65*
	TM3	-0.55	-0.62	-0.56
	TM4	-0.59	-0.56	-0.57
	TM5	-0.72*	-0.78*	-0.73*
	TM7	-0.30	-0.39	-0.37

Примечание. *Уровень значимости – 0.05.

станционном исследовании перечисленных характеристик.

Отрицательные коэффициенты корреляции для всех спектральных диапазонов снимка и для большинства спектральных индексов можно объяснить следующим фактом: по мере увеличения возраста насаждения происходит постоянное уменьшение его спектральной отражательной способности, обусловленное изменением состава растительных тканей: пигментацией, влагосодержанием. Этот процесс характерен для отражательной способности в разных спектральных диапазонах (каналах снимка). Данную закономерность можно проследить, если сопоставить лесные насаждения с разным возрастом на космических снимках. Молодые насаждения выглядят значительно более яркими, чем спелые и перестойные. Таким образом, коэффициенты спектральной яркости молодых насаждений более высокие, чем коэффициенты отражения старых насаждений, т.е. спектральная отражательная способность насаждения находится в обратной зависимости от его возраста. Полученные результаты были сопоставлены с работами других исследователей. Работы зарубежных авторов показывают стабильные отрицательные коэффициенты корреляции между возрастом насаждения (и

другими биофизическими параметрами насаждения) и его коэффициентами отражения во всех каналах Landsat (Gerylo et al., 2002; Lu et al., 2004; Chen, Zhao, 2007). Таким образом, полученные данные согласуются с результатами других исследований влияния параметров насаждений на их спектральную отражательную способность.

Изменения в возрасте отражаются в изменениях в высоте и диаметре. Возраст, высота и диаметр насаждений прямо коррелируют между собой. С увеличением возраста, увеличиваются высота и диаметр. В то же время увеличение высоты и диаметра также сопровождается огрублением растительных тканей и снижением их отражательной способности. Этим, а также взаимной корреляционной связью перечисленных характеристик объясняется чувствительность к ним одних и тех же спектральных диапазонов.

Результаты дисперсионного анализа и итоговые результаты

Результаты дисперсионного анализа оценивали по схеме, аналогичной корреляционному анализу, только роль коэффициента корреляции играл критерий Фишера. Наиболее информативный спектральный диапазон был установлен по величине F-критерия. Дисперсионный

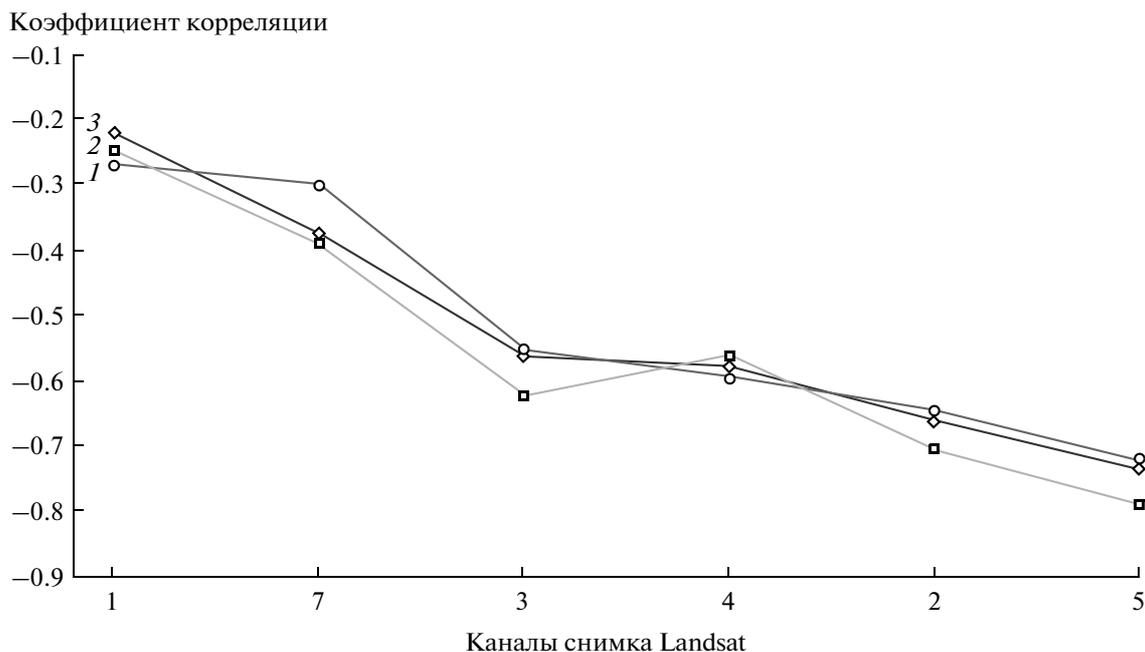


Рис. 3. Величина коэффициентов корреляции спектральных диапазонов Landsat 5 с параметрами лесных насаждений: 1 – возрастом, 2 – высотой и 3 – диаметром стволов.

анализ коэффициентов отражения каналов снимков показал, что на Шебекинском и Чернянском исследовательских полигонах коэффициенты спектральной яркости канала 5 снимка характеризуются наибольшими значениями F -критерия для всех параметров насаждений. На Борисовском полигоне значения F -критерия для канала 5 уступают первое место значениям канала 7. Однако суммарный анализ данных со всех исследовательских участков (табл. 3) показал четкое преобладание F -критерия КСЯ канала 5 над всеми остальными. Таким образом, наблюдается четкое согласование результатов с данными корреляционного анализа. Оба вида анализа выявили канал 5 в качестве наиболее информативного показателя для анализа возраста, высоты и диаметра стволов насаждений.

Данные, приведенные в табл. 3, представляют значения F -критерия. Более высокая величина

F -критерия указывает на большую степень различия между значениями спектрального показателя насаждений с разным возрастом, высотой или диаметром. Оцененный с уровнем значимости 0.05, F -критерий служит показателем информативности спектральных диапазонов (наряду с коэффициентом корреляции). Соответственно спектральные диапазоны с наибольшими значениями F -критерия более чувствительны для оценки параметров насаждения.

Таким образом, среди шести спектральных диапазонов, взятых для анализа, наиболее информативным для оценки возраста, высоты и диаметра лесных насаждений по ДДЗ оказался средний ИК-диапазон ТМ (1.55–1.75 мкм). Данный диапазон, соответствующий каналу 5 снимка Landsat ТМ, выявлен на основании параллельной независимой оценки данных методом корреляционного и дисперсионного анализов.

Таблица 3. Результаты дисперсионного анализа (F -критерий) спектральных диапазонов по данным, собранным со всех участков

Канал	Возраст	Высота	Диаметр
ТМ1	5.14	4.65	3.69
ТМ2	11.24	21.17	22.18
ТМ3	9.78	15.79	16.61
ТМ4	8.60	15.77	19.01
ТМ5	19.78*	36.15*	39.80*
ТМ7	3.19	7.62	7.97

Примечание. *Уровень значимости – 0.05.

ВЫВОДЫ

В ходе проведенного исследования, направленного на установление спектральных диапазонов, наиболее информативных для анализа группы параметров лесных массивов — возраста, высоты и диаметра стволов (на примере лесных насаждений, типичных для Белгородской области и лесостепной провинции Среднерусской возвышенности) — установлено, что из шести спектральных диапазонов космического снимка Landsat TM, сделанного в августовский период, наиболее информативным для анализа параметров насаждений оказался средний ИК-диапазон (1.55–1.75 мкм), соответствующий каналу 5 снимка. Коэффициенты спектральной яркости этого канала характеризуются наибольшими коэффициентами корреляции с параметрами лесных насаждений: -0.72 , -0.78 , -0.73 для возраста, высоты и диаметра стволов соответственно. Причем связь имеет отрицательный характер. Результаты корреляционного анализа подтверждены данными дисперсионного анализа, по результатам которого канал 5 снимка характеризуется максимальными значениями F -критерия (уровень значимости 0.05) для всех анализируемых характеристик насаждений.

Данная работа выполнена по проекту № П743 “Проведение поисковых НИР по направлению “География и гидрология суши” мероприятия 1.2.1 ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг.”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авраменко П.М., Акулов П.Г., Атанов Ю.Г. и др. Природные ресурсы и окружающая среда Белгородской области / Под. ред. Лукина С.В. Белгород: Константа, 2007. 556 с.
- Авраменко П.М., Акулов П.Г., Анисимов А.И. и др. Состояние окружающей среды и использование природных ресурсов Белгородской области в 2007 году / Под. ред. Лукина С.В. Белгород: Константа, 2008. 276 с.

Бугаев В.А., Ревин А.И., Мусиевский А.Л. Динамика лесного фонда Центрального Черноземья // Лесное хозяйство. 2006. № 3. С. 41–42.

Колесниченко М.В. Лесомелиорация с основами лесоводства. М.: Колос, 1981. 335 с.

Сухих В.И., Гусев Н.Н., Данюлис Е.П. Аэрометоды в лесоустройстве. М.: Лесная промышленность, 1977. 192 с.

Сухих В.И. Основные направления развития дистанционных методов изучения лесов и оценки их состояния в России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5 № 2. С. 352–357.

Терехин Э.А. Анализ текстурных признаков земельных угодий по космическим снимкам Landsat TM // Землеустройство, кадастр и мониторинг земель. 2010. № 8. С. 47–52.

Chander G., Markham B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges // Trans. Geosci. Rem. Sens. 2003. V. 41. № 11. P. 2674–2677.

Chander G., Markham B., Helder D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors // Rem. Sens. Environ. 2009. V. 113. P. 893–903.

Chen Wen-bo, Zhao Xiao-fan. Estimation of forest parameters based on TM imagery and statistical analysis // J. Forestry Res. 2007. № 18. P. 241–244.

Foody G.M., Cutler M.R., Mcmorrow J., Pelz D., Tangki H., Boyd D.S., Douglas I. Mapping the biomass of the Bornean tropical rain forest from remotely sensed data // Global Ecol. Biogeogr. 2001. V. 10. P. 379–387.

Gerylo G.R., Hall R.J., Franklin S.E., Smith L. Empirical relations between Landsat TM spectral response and forest stands near Fort Simpson, Northwest Territories, Canada // Can. J. Rem. Sens. 2002. V. 28. № 1. P. 68–79.

Lu D., Batistella M. Exploring TM Image Texture and its Relationships with Biomass Estimation in Rondônia, Brazilian Amazon // Acta Amazon. 2005. V. 35. № 2. P. 249–257.

Lu D., Mausel P., Brondizio E., Moran E. Relationships between forest stand parameters and Landsat TM spectral responses in the Brazilian Amazon Basin // Forest Ecol. Manag. 2004. V. 198. P. 149–167.

Phua M., Saito H. Estimation of biomass of a mountainous tropical forest using Landsat TM data // Can. J. Rem. Sens. 2003. V. 29. № 4. P. 429–440.

The Analysis of Channels LANDSAT TM Data for the Forest Parameters Estimation of the Forest-Steppe Province of Central Russian Upland

E. A. Terekhin

Belgorod State University, Federal and Regional Centre for Aerospace Monitoring of Natural Resources, Belgorod

Abstract—Results of research of sensitivity of spectral ranges estimated by remote sensing data from LANDSAT TM, for the analysis of group of forest stand parameters are stated: age, height and diameter of the trunk. Object of research — oak groves of the Belgorod district. The analysis of 6 spectral ranges was carried out. On the basis of the analysis of the data collected almost with 1300 stratum, by a method of correlation and dispersive analyses it is established, that the most informative range for an estimation of all investigated forest stand parameters is the first average infra-red channel of satellite image.

Keywords: forest stands parameters, spectral ranges, forest-steppe, dispersive and correlation analyses

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

РОЛЬ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЗАДАЧАХ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2012 г. А. Н. Бадалова

Национальная академия авиации, Баку, Азербайджан

E-mail: spaseazer@rambler.ru

Поступила в редакцию 14.10.2009 г.

После доработки 16.03.2011 г.

Рассматриваются перспективы развития методов и средств дистанционного зондирования (ДЗ) для решения задач экологического мониторинга прибрежной зоны. Предложены способы наблюдения динамики береговой линии, идентификации источников загрязнения в прибрежной зоне с помощью данных ДЗ, наземных измерений и геоинформационных технологий.

Ключевые слова: речные выносы, загрязнение, нефть, геоинформационные технологии, наземный приемный комплекс, распознавание, нефтяные пленки, спутниковая информация

ВВЕДЕНИЕ

Повышенный интерес к углеводородным запасам Каспия, развитие добычи и транспортировки нефти, рост населения в прибрежных городах, применение новых синтетических веществ в быту, химизация с.-х. и загрязнение промышленными отходами непрерывно ухудшают экологическую ситуацию в Каспийском море. В результате всего этого экологическое состояние бассейна носит напряженный, а в некоторых местах катастрофический характер. Результаты современных научных исследований подтверждают, что море находится под влиянием мощных антропогенных воздействий, приводящих к ряду негативных экологических последствий (Касумов, 1987; Зонн, 2002; Мамедов, 2000; Мамедов, Беркилиев, 2005). Так, отдельные районы Каспия уже превратились в мертвые зоны, где почти не встречаются рыбы и беспозвоночные животные. В общем, воды Каспийского моря характеризуются как “загрязненные” (Лиленберг, 1993, 1994; Зонн, 1999; Панин и др., 2005; Мамедов, 2007).

Экологические проблемы Каспия и его побережья являются следствием всей истории экстенсивного экономического развития в странах региона. На это накладываются как долговременные природные изменения (вековые колебания уровня моря, изменение климата), так и социально-экономические проблемы сегодняшнего дня (экономические кризисы, региональные конфликты, развитие добычи нефти и т.д.) (Зонн, 1999). Учет и исследования техногенных факторов загрязнения акватории Каспийского моря, их взаимосвязь с природной средой — трудоемкая и многофакторная задача. Она требует информационной поддержки различных факторных данных

и применения современных методов их анализа. В этом отношении данные дистанционного зондирования (ДЗ) являются реальными источниками информации, а геоинформационные системы (ГИС) — средством их анализа и интеграции с другими источниками данных (Аковецкий, 1983; Дейвис и др. 1983; Иванов и др., 2007; Лурье, Косиков, 2003; Лаврова, 2005) Можно сказать, что развитие геоинформатики и геоинформационных технологий дало мощный инструмент для сбора, систематизации и анализа многофакторной информации в аспекте проведения экологического мониторинга, обеспечения информационной поддержки принятия управленческих решений для оценки и устойчивого развития прибрежных территорий (Берлянт, 1997; Ванюшин и др., 1981; Курбатова, 2000; Лаврова, 2005; Лебедев, Костяной, 2005).

В свою очередь системы информационной поддержки принятия решений должны сегодня иметь оперативно и непрерывно поступающие достоверные данные, четко привязанные к пространственно-временной шкале. Такими данными, бесспорно, являются материалы аэрокосмической съемки и результаты их обработки (Дейвис и др., 1989; Аковецкий, 1983; Кондратьев, Пительзон, 1988). Технология ДЗ основывается, во-первых, на способности земной поверхности отражать излучение и излучать самой, во-вторых, на свойстве некоторых материалов регистрировать такое излучение, и, в-третьих, на особенностях перемещения носителя съемочной аппаратуры. Наблюдение поверхности Земли ведется во всех возможных областях спектра: видимом, ИК- и СВЧ-диапазонах (Лабутина, 2004).

В данной работе рассматривается одна из приоритетных задач исследования состояния Каспийского моря — экологический мониторинг с помощью методов и средств ДЗ.

МОНИТОРИНГ ПРИБРЕЖНОЙ ТЕРРИТОРИИ НА БАЗЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Главной особенностью современного этапа развития дистанционного мониторинга в Азербайджане являются разработка и использование новых технических средств сбора и обработки данных (Иванов и др., 2007; Аббаслы и др., 2009; Ширинзаде и др., 2009). Основными направлениями работ являются:

- использование космических снимков различного пространственного разрешения;
- сбор информации с 2007 г., что связано с функционированием наземной приемной станции (прием информации со спутников Terra и Aqua);
- внедрение ГИС, создание которых в последнее время связано с ВЕБ-технологиями. В интерактивном режиме посредством Интернет мы получаем большое количество информации, которая частично отвечает запросам по исследованиям причин, степени и типам загрязнения морской среды в прибрежной зоне (www.dataplus.ru/Arcgrev/Number_44/Index.html; Кошкарев, 2008).

На нескольких примерах в данной статье будет показана роль спутниковой информации при мониторинге прибрежной зоны Каспийского моря.

Мониторинг Бакинской бухты

Источники информации: наземные измерения уровня загрязнения в 16-ти пунктах забора проб морской воды и донных отложений в Бакинской бухте (рис. 1а, б); космоснимки Cartosat 2 (2007 г.), Landsat TM (1998, 2004 гг.), SPOT 5 (2007 г.); топографические карты (1982 г.).

Мониторинг в Бакинской бухте и оценка техногенного загрязнения проводились на основе наземных измерений состава морской воды и донных отложений в различных пунктах забора проб в бухте, картографических материалов, метеорологических данных и по результатам обработки космических снимков. С этой целью в базу данных были введены и систематизированы результаты полевых измерений за 2004–2005 гг., которые были привязаны к картматериалам и снимкам посредством ГИС-технологий (рис. 1а, 3б). На основе собранных данных были построены картосхемы, графики, гистограммы, что значительно облегчило возможности сравнительного анализа. Преимущества ГИС-технологий заключались в том, что на мониторе актуализируется разнородная информация о техногенном загряз-

нении Бакинской бухты в виде информационных слоев, данные сопоставимы посредством привязки к местности в единой базовой картографической проекции. При этих обстоятельствах анализ и обработка данных по определенной методологии показали:

- значительное превышение ПДК по таким составляющим, как хлор, сульфаты, щелочность;
- превышение ПДК по нефтепродуктам;
- среди тяжелых металлов значительное превышение ПДК по цинку, никелю, кобальту.

Как указывают литературные данные (Викторов, 2006; Зонн, 2002; Осадчий, 2002; Мамедов, 2000), подтвержденные результатами обработки космических снимков, основными загрязняющими источниками являются:

- добыча нефти и газа;
- нефтеперерабатывающие заводы: выпуск сточных вод и нефтяных отходов;
- городские и другие промышленные выпуски сточных вод;
- заброшенные территории промышленного производства;
- мусор и старые конструкции;
- подводные сооружения и останки кораблей (в морской части бухты);
- выбросы с судов (отработанные масла, воды после очистки баков и балластные воды).

МЕТОДОЛОГИЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Методология обработки данных состояла в следующем: по всем 16-ти пунктам измерений были собраны и обработаны данные по химическому составу морской воды и донных отложений, проведен сравнительный анализ относительно ПДК. По данным, приведенным на диаграммах (рис. 2), видно, что в донных отложениях наибольшую концентрацию имеют железо, цинк, никель, медь, содержание нефтяных продуктов и фенолов находится выше предельной концентрации (рис. 2а, б). По данным проб морской воды (рис. 2в–з), наблюдается очень сильное превышение ПДК по щелочности, хлору и сульфатам.

На рис. 3 показан космический снимок, на котором мы смогли выделить донные отложения в Бакинской бухте. Координаты местоположения пунктов забора проб были получены с помощью GPS-технологий, что позволило наложить их на привязанный снимок (рис. 3б).

Вторая часть методологии обработки данных состояла в интеграции наземных измерений с данными ДЗ. Все пункты измерений были нанесены на изображение, и данные измерений сопоставлялись с пространственной яркостной информацией в шести зонах электромагнитного спектра спутникового изображения Landsat TM (2004 г.).

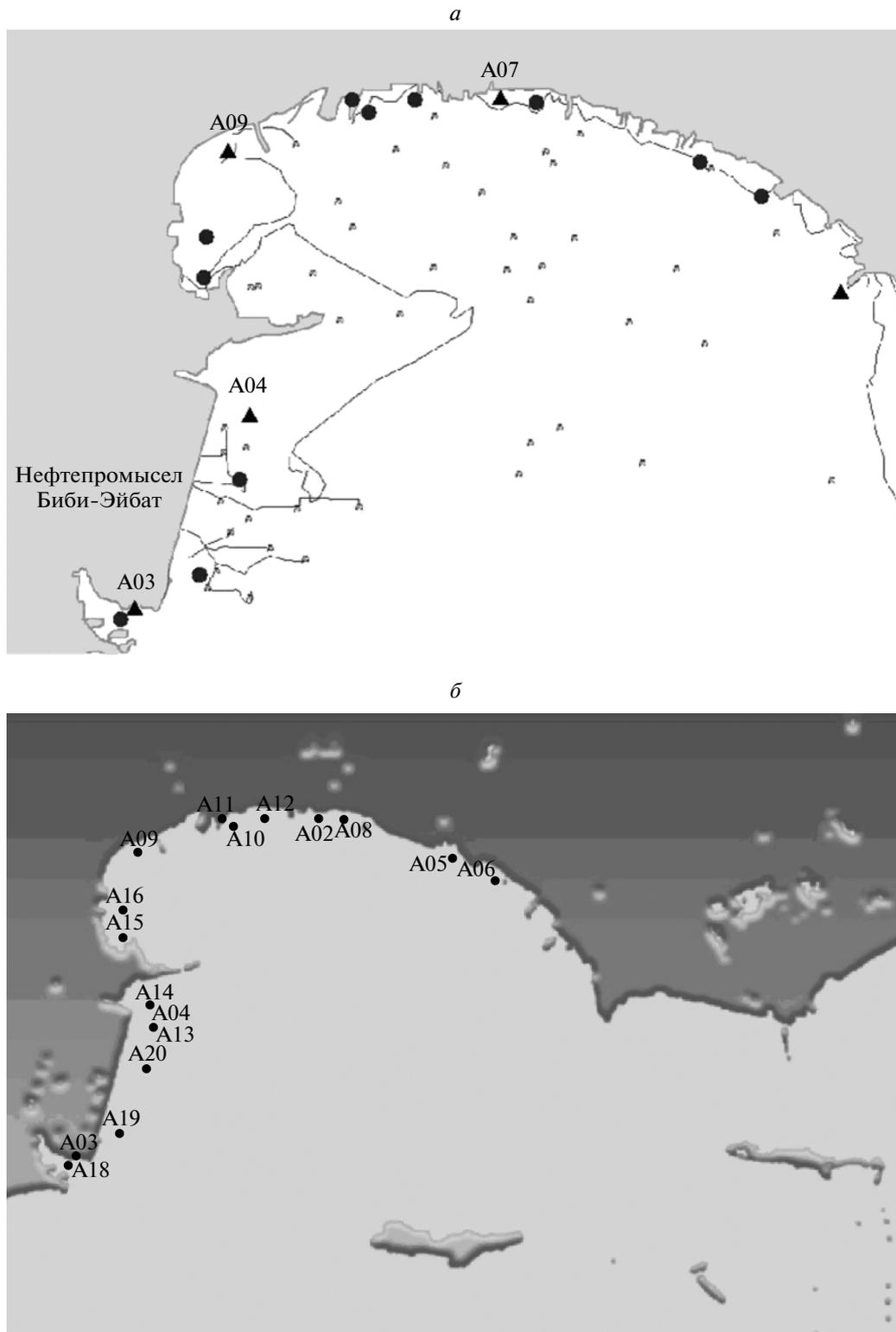


Рис. 1. Карты местоположения пунктов сбора проб в эксперименте: *a* – пункты сбора проб морской воды (кружки), и пункты взятия проб донных отложений (треугольники); *б* – рельеф береговой зоны и местоположение пунктов забора проб морской воды.

При детальном анализе космического снимка высокого разрешения (SPOT 5) можно наблюдать места выбросов с канализационных труб и потоки загрязнения, выносимые в море (рис. 4а, б). При сопоставлении с картографическим материалом местоположение наиболее загрязненной морской воды совпадает с местом выброса канализационных труб. На рис. 4в темным пятном идентифицируется распространение выбросов с основного городского коллектора. На снимке можно выделить распространение выбросов (светлая широкая полоса) от берега в индустриальном районе прибрежной зоны.

Анализируя полученные снимки, можно сказать, что загрязнители могут находиться далеко от побережья, но в результате наличия каналов, канализационных труб предприятий, городских коллекторов, а также с.-х. деятельности они попадают в море.

МОНИТОРИНГ РЕЧНЫХ ВЫНОСОВ

Другими источниками поступления загрязняющих веществ в Каспийское море являются: вынос их с речным стоком; сброс неочищенных промышленных и с.-х. стоков; сброс коммунально-бытовых сточных вод городов и поселков, расположенных на побережье моря; судоходство; эксплуатация нефтяных и газовых скважин; транспортировка нефти морским путем (Панин и др., 2005; Иванов и др., 2007; Викторов, 2006).

Если раньше основными источниками загрязнения являлись нефтепромыслы на побережье, то сегодня значительное количество нефтепродуктов поступает с водами рек. От года к году качество морских вод ухудшается — главным образом из-за увеличения объемов стоков населенных пунктов, недостаточной степени очистки на существующих очистных сооружениях, вымывания пестицидов и ядохимикатов с орошаемых земель коллекторно-дренажными водами.

Дельта реки Кура

Прибрежная территория Каспийского моря постоянно испытывает большую техногенную и природную нагрузку. На рис. 5а показана зона распространения речного стока р. Кура в прибрежной части моря. По данному снимку было определено, как изменилось русло дельты реки в результате заиления ее нижней части по сравнению с 1992 г. (рис. 5б).

В отсутствие заиления в 1992 г. основной речной сток осуществлялся с концов двух рукавов, но в 1998 г. по снимку Landsat TM уже наблюдается образование пролива в конце главного рукава, причиной которого было поднятие уровня моря. Результатом этого процесса является заиление в конце главного рукава дельты реки, и русло реки

здесь меняет свое направление. Несомненно, роль архивных снимков для сравнительного анализа и выявления динамики береговой линии очень важна, так как они являются источником достоверной информации.

Рассмотрим в этом плане динамику береговой линии в Северной части прибрежной зоны азербайджанской территории Каспийского моря.

На рис. 6в показан классифицированный снимок Landsat TM 2004 г. территории вокруг лимана в Северной части побережья. Особенно хорошо подчеркнута наличие лагун, которые образовались в результате поднятия уровня моря. Большая часть лимана в это время года покрыта болотной растительностью. Наблюдаются засоление почв вокруг лимана, зарастание растительностью песчаного берега. При сравнении с топокартой 1982 г. (рис. 6а) и снимком Landsat TM 1998 г. (рис. 6б), можно наблюдать динамику береговой линии в результате поднятия уровня моря. На топокарте видна сплошная береговая линия.

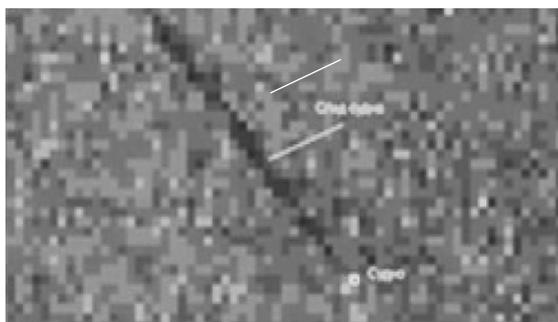
На рис. 6б виден берег лиманного типа, береговая линия изменена лагуной, песчаными отмелями, хорошо прослеживаются дюны. Увеличилась площадь болота, вокруг лимана появились корки соли и засоленные почвы. В данном случае изменился ландшафт прибрежной зоны (сочетание лиманного типа берега в 1982 г. на лиманный и лагунный в 1998 г.). Анализ современного состояния объекта по снимку SPOT 5 (2007 г.) из Google Earth показывает, что этот процесс продолжается (увеличилась площадь заболачивания вокруг лимана, площадь лагуны увеличивается вглубь суши).

На рис. 7а представлен снимок Landsat TM северной части азербайджанского побережья Каспийского моря. С помощью преобразования “эквализации” (Дейвис и др., 1983) подчеркнута различное состояние именно водной поверхности и смазан береговой рисунок. Преобразованный снимок (рис. 7б) четко выделяет границы распространения выносов рек, протекающих в северной части территории Азербайджана, а также р. Самур. На рис. 7в зона мутных вод подчеркнута контурной линией и видно, что вихревые потоки способствуют дальнейшему распространению речных выносов вглубь моря.

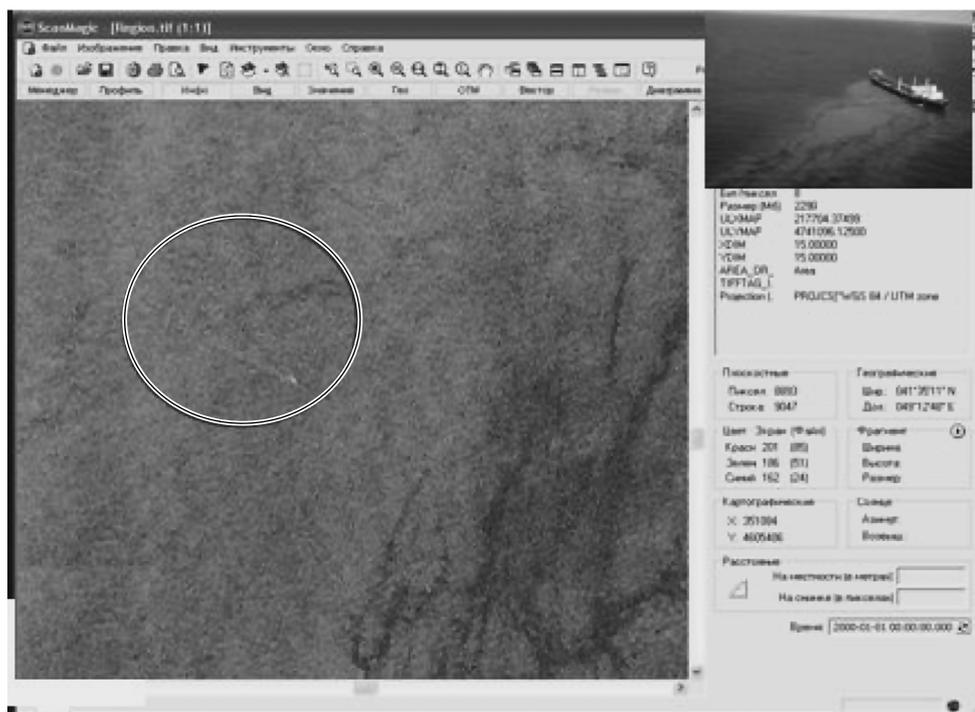
Обработка спутниковых данных (рис. 7а) проводилась с помощью программы ScanMagic, которая является частью программного обеспечения наземного комплекса приема спутниковой информации UniScan-24.

Таким образом, совместная обработка результатов наземных измерений и данных ДЗ с помощью ГИС-технологий увеличивает возможности анализа экологической обстановки и динамики береговой зоны.

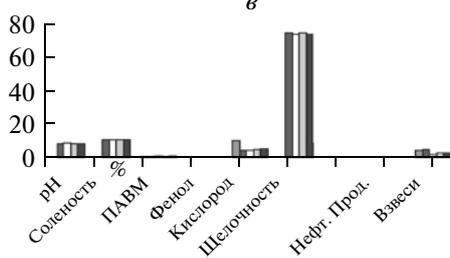
а



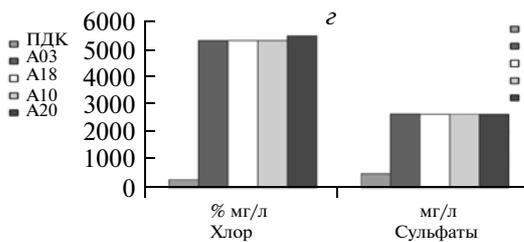
б



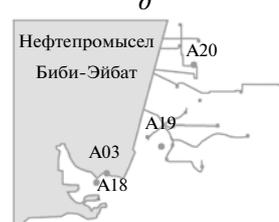
в



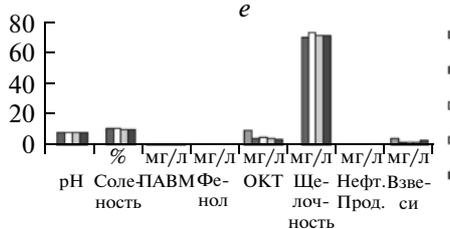
г



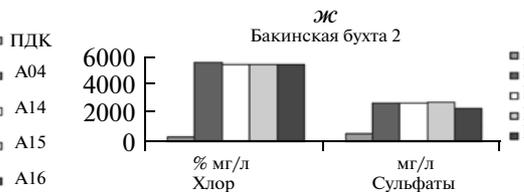
д



е



ж



з

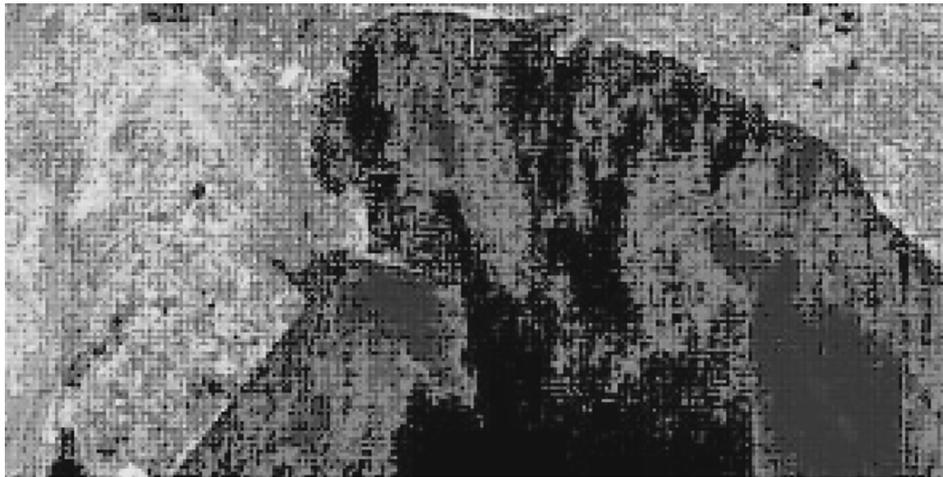


Рис. 2. Мониторинг содержания тяжелых металлов, нефтепродуктов и фенолов в донных отложениях Бакинской бухты относительно ПДК (данные 2004 г.): *a* и *б* – след от судна и загрязнений нефтепродуктами на космических изображениях; *в* – диаграмма по химическому составу в пунктах А03, А18, А19, А20; *г* – диаграмма по содержанию хлора и сульфатов в пунктах А03, А18, А19, А20; *д* – местоположение пунктов А03, А18, А19, А20; *е* – диаграмма по химическому составу в пунктах А04, А14, А15, А16; *ж* – диаграмма по содержанию хлора и сульфатов в пунктах А04, А14, А15, А16; *з* – местоположение пунктов А04, А14, А15, А16.

Однако для осуществления комплексного исследования, несомненно, необходимо проведение регулярных съемок в течении длительного

времени. Это обстоятельство предполагает наличие наземной приемной станции. В настоящее время существуют многофункциональные назем-

a



б

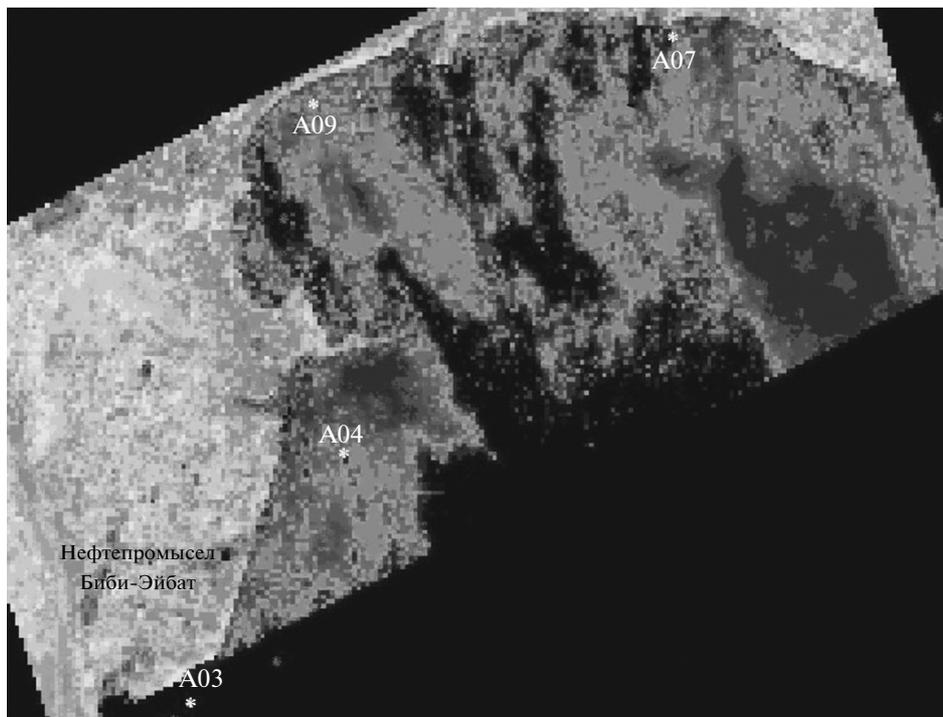


Рис. 3. *a* – Исходный снимок Landsat 2001 г. – рельеф дна Бакинской бухты и распространение донных отложений; *б* – привязанный снимок и расположение пунктов А03, А04, А07, А09 сбора проб донных отложений.

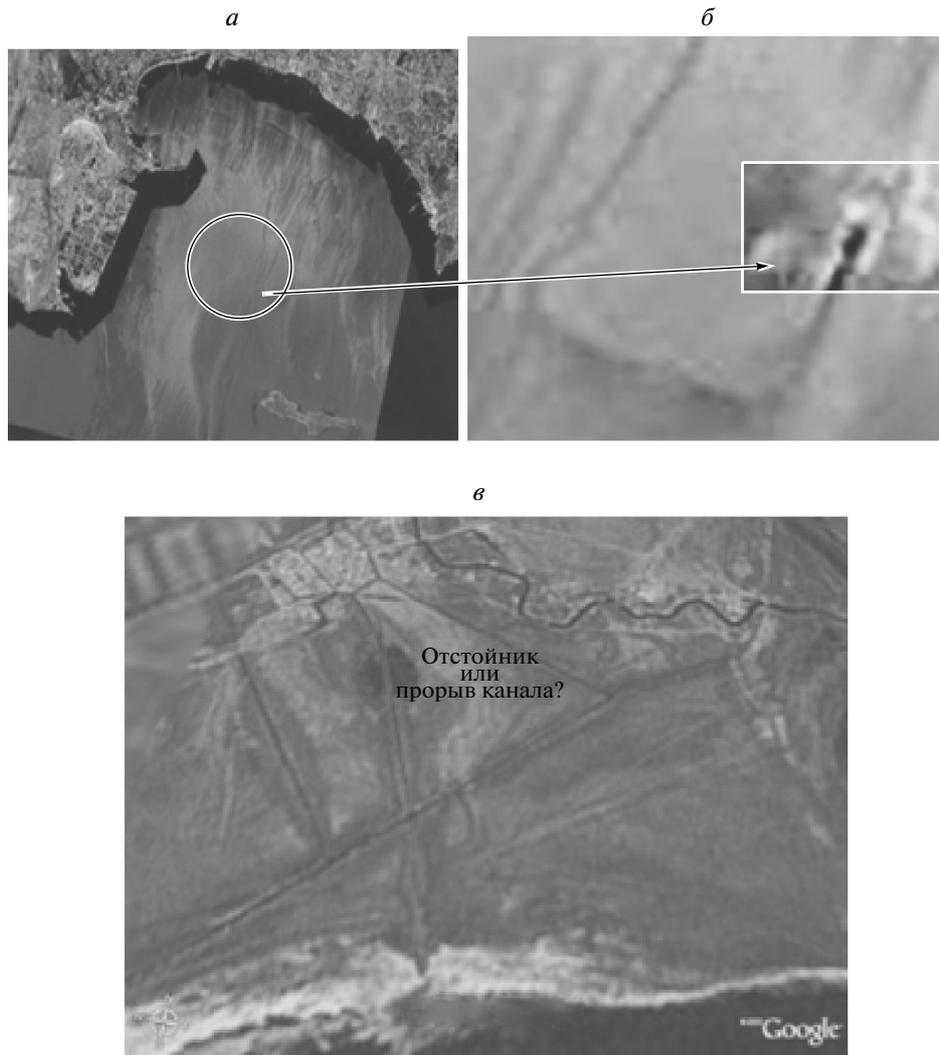


Рис. 4. *a* – Космический снимок SPOT 5 (контуrom показана канализационная труба); *б* – его увеличенный фрагмент, показывающий факел выброса с канализационной трубы; *в* – распространение выбросов с основного городского коллектора (темные пятна).

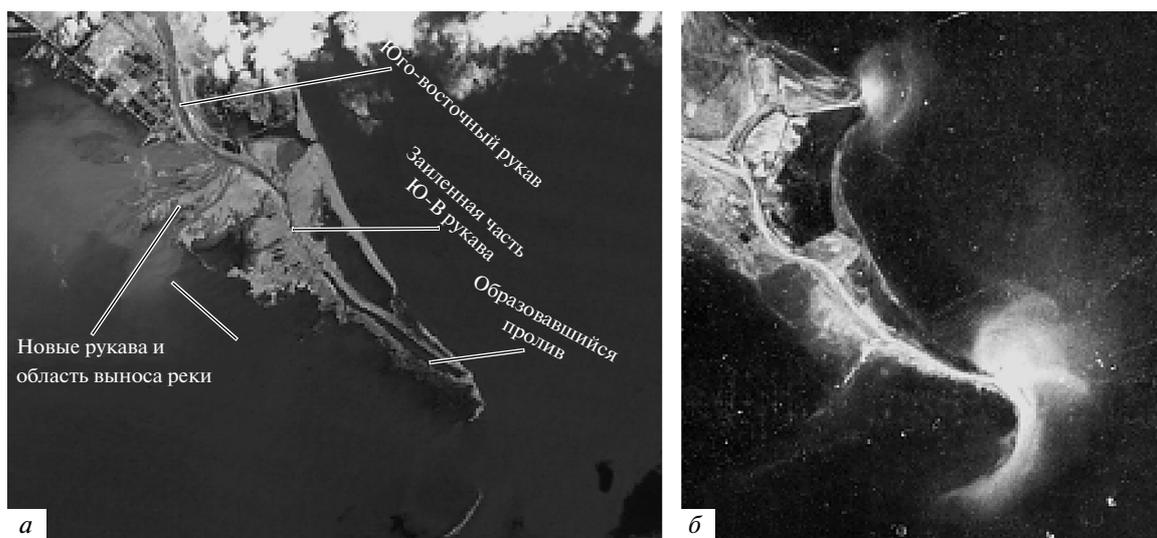


Рис. 5. Мониторинг дельты р. Куры: *a* – заиление главного рукава, образование залива, в итоге русло меняет направление стока; *б* – вынос речных наносов с двух основных рукавов реки в 1992 г. до поднятия уровня моря.

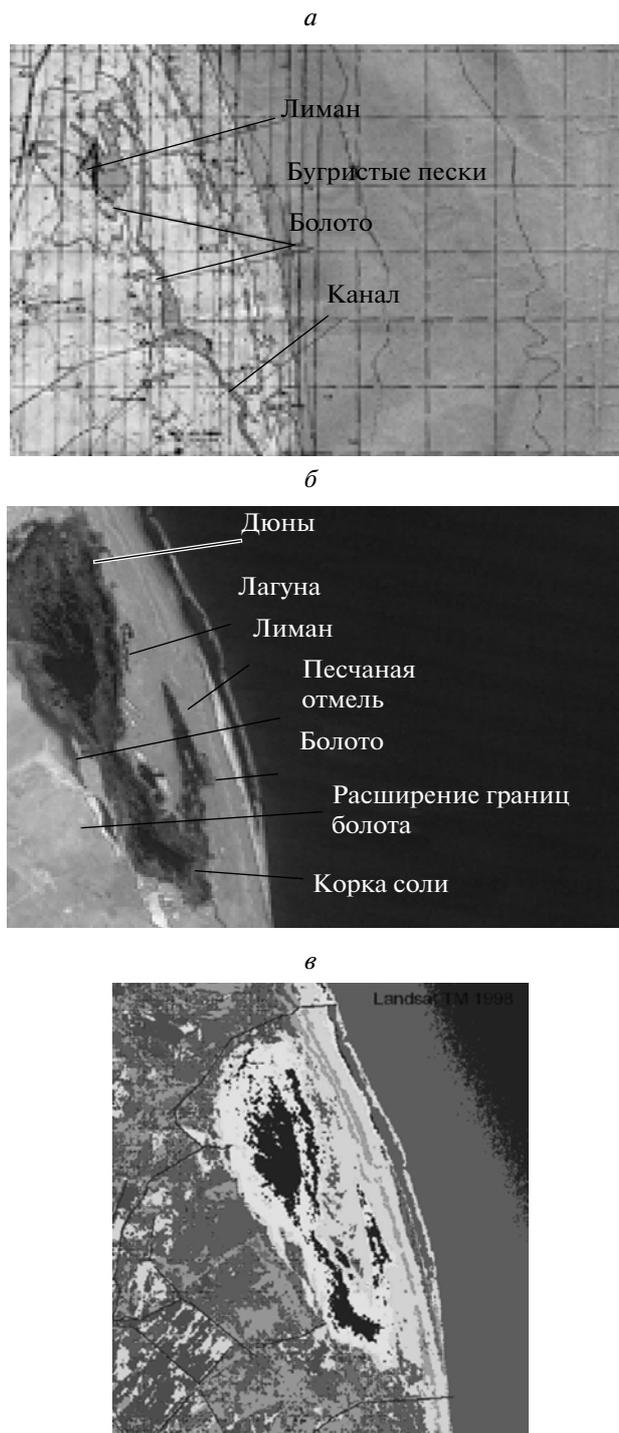


Рис. 6. *a* – Топографическая карта местности 1982 г.; *б* – снимок Landsat TM 1998 г.; *в* – классифицированный снимок Landsat TM 2004 г.

ные комплексы, принимающие информацию с различных спутников в различных диапазонах спектра и с различным пространственным разрешением (Гершензон, Кучейко, 2006). Так, в Национальном аэрокосмическом агентстве Азербайджана (НАКА) был установлен и оснащен про-

граммным обеспечением приемный комплекс UniScan-24 Инженерно-технического центра (ИТЦ) ScanEX, имеющий возможность принимать информацию с различных природоресурсных спутников (Абаслы и др., 2009; Ширинзаде и др., 2009).

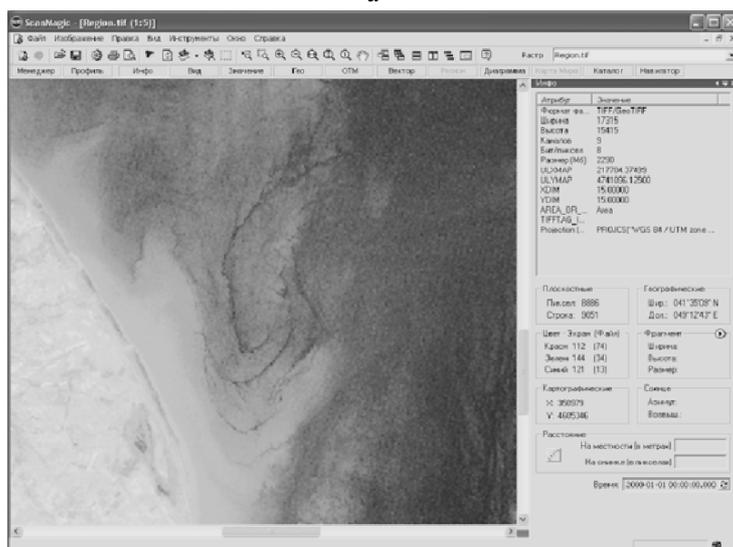
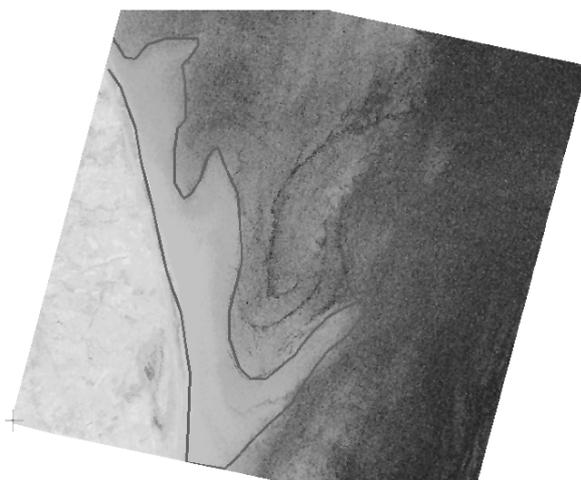
a*б**в*

Рис. 7. *a* – Преобразованный снимок Landsat TM в программе ScanMagik (северная часть побережья Каспийского моря); *б* – дополнительное преобразование снимка, с помощью которого четко выделены границы распространения речных выносов; *в* – географически привязанный снимок с выделенным контуром распространения мутных вод речных выносов.

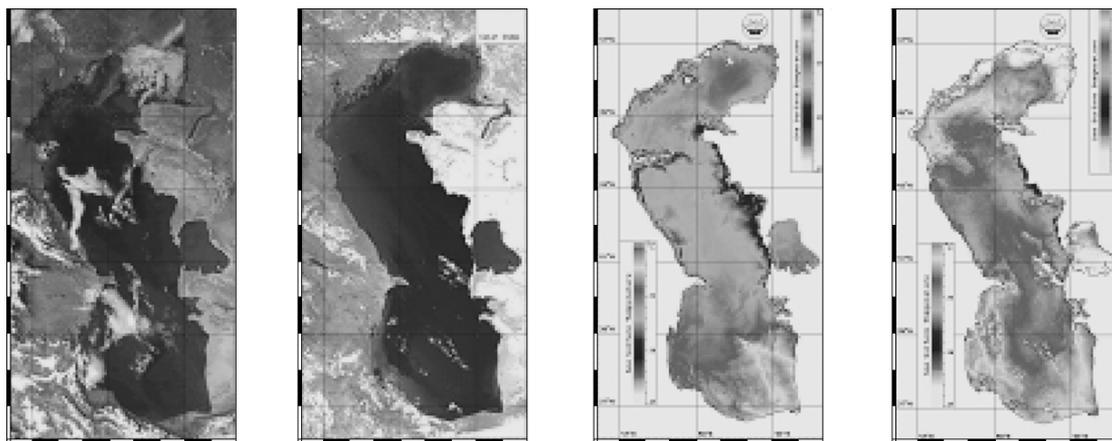


Рис. 8. Пример оценки состояния поверхности моря по данным MODIS (2009 г.).

Появление такого инструмента, как MODIS с улучшенными спектральными и пространственными разрешениями, позволяет осуществлять мониторинг бассейна Каспийского моря с разрешением 250 м. Регулярные съемки позволяют проводить мониторинг пожаров, наводнений и сезонную изменчивость поверхности моря (рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье рассматриваются возможности мониторинга прибрежной зоны Каспийского моря с помощью разновременных данных ДЗ, сопоставления с наземными измерениями и картографическими материалами. Исследована динамика береговой зоны по данным Landsat TM 1998, 2004 гг. и снимкам более высокого разрешения (SPOT 5, Cartosat 2). По сравнению с топографическими картами местности, прослеживается динамика береговой зоны вплоть до изменения типов ландшафта по причине поднятия уровня моря и антропогенной деятельности. Показана роль архивной и текущей спутниковой информации при фиксировании произошедших изменений. Роль данных ДЗ при мониторинге прибрежной зоны можно повысить при наличии регулярных съемок, в этом отношении мы имеем значительный потенциал архивных снимков, полученных с помощью комплекса приема спутниковой информации UniScan-24 ИТЦ ScanEX. В настоящее время этот материал обрабатывается, и результаты будут предложены в наших следующих публикациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аббаслы Г.У., Исмамова Х.Р., Умудова А.А., Сулейманова Е.Д., Мусаханова Л.И. Новый подход к организации функций приема и хранения спутниковой информа-

ции большого объема // Изв. НАКА. 2009. Т. 12. № 2. С. 28–35.

Аковецкий В.И. Дешифрирование снимков. М.: Недра, 1983. 373 с.

Берлянт А.М. Геоинформационное картографирование. М., 1997. 64 с.

Ванюшин Г.П., Дядюнов В.Н., Сажин С.М. Анализ данных синхронных измерений с ИСЗ “Метеор” и судов у Восточного побережья Каспийского моря // Исслед. Земли из космоса. 1981. № 4. С. 54–60.

Викторов С. Аэрокосмический мониторинг для обнаружения загрязнений морей России нефтепродуктами и юридического преследования нарушителей // Транспорт Российской Федерации. 2006. № 3. С. 71–73.

Гершензон В.Е., Кучейко А.А. Стандартизация оборудования станций приема данных ДЗ // Пространственные данные. 2006. № 1. С. 33–40.

Дейвис М. и др. Дистанционное зондирование: Количественный подход. М.: Недра, 1983. 415 с.

Зонн И.С. Каспий: Иллюзии и реальность. М.: ТОО Коркис, 1999. 467 с.

Зонн И.С. Экологические проблемы Каспия // Экология и жизнь. 2002. № 6. С. 48–50.

Иванов А.Ю., Голубов Б.Н., Затягалов В.В. О нефтегазоносности и разгрузке подземных флюидов в Южной части Каспийского моря по данным космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 2. С. 62–81.

Касымов А.Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 145 с.

Кондратьев К.Я., Гителзон А.А. Принципы аэрокосмического мониторинга качества поверхностных вод суши // ДАН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 590–595.

Кошкарёв А.В. Геопортал как инструмент управления пространственными данными и геосервисами // Пространственные данные. 2008. № 8. С. 6–15.

Курбатова Е.И. Картографическое обеспечение экологического мониторинга морских побережий // Экологические системы и приборы. 2000. № 9. С. 2–6.

Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков. М.: Аспект пресс, 2004. 183 с.

- Лаврова О.Ю.* Стики как индикаторы вихревой активности в прибрежной зоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2005. Вып. 2. Т. 2. С. 118–124.
- Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Море, 2005. 366 с.
- Лилиенберг Д.А.* Тенденция современной эндодинамики Каспия и изменения уровня моря // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 745–750.
- Лилиенберг Д.А.* Новые подходы к оценке современной эндодинамики каспийского региона и вопросы ее мониторинга // Изв. РАН. Сер. геогр. 1994. № 2. С. 16–35.
- Лурье И.К., Косиков А.Г.* Теория и практика цифровой обработки изображений. Дистанционное зондирование и географические информационные системы / Под ред. Берлянта А.М. М.: Научный мир, 2003. 168 с.
- Мамедов Р.М.* Изменчивость гидрофизических полей и распространение загрязнителей в Каспийском море. Баку: Элм, 2000. 185 с.
- Мамедов Р.М.* Гидрометеорологическая изменчивость и экогеографические проблемы Каспийского моря. Баку: Элм, 2007. 433 с.
- Мамедов Р.М., Беркелиев Т.А.* Основные экологические проблемы Каспийского региона // Изв. НАНА. Серия наук о Земле. 2005. № 3. С. 32–48.
- Осадчий А.* Большая нефть Каспия // Наука и жизнь. 2002. № 12. С. 70–76.
- Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В.* Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. 355 с.
- Румянцев И.Г., Рутковский А.М.* Экологический портал INFOECO.RU http://www.dataplus.ru/Arcrev/Number_44/Index.html.
- Ширинзаде А.М., Агаев Ф.А., Исмамова Х.Р., Салахова С.Э.* Описание класса задач обработки данных дистанционного зондирования для оценки гидрологических опасных ситуаций // Изв. НАКА. 2009. Т. 12. С. 3–10.

Role of the Satellite Information in Problems of Ecological Monitoring of the Caspian Sea Coastal Zone

A. N. Badalova

National Academy of Aviation, Baku, Azerbaijan

In article prospects of development of methods and remote sensing instruments for the decision of problems of ecological monitoring of a coastal zone are considered. With installation and equipment of the ground complex of reception and storage of the satellite information there were real possibilities of carrying out and the decision of problems of daily ecological monitoring of a sea surface and a land. Various ways of supervision of dynamics of a coastal line, sources of pollution of a coastal zone by means of data of remote sounding and other information technologies are considered.

Keywords: waste, oil, geoinformation technology, ground complex, recognition, oil slick, space information

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ПОВЫШЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТ КАК НЕОБХОДИМОЕ УСЛОВИЕ ГЕНЕЗИСА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

© 2012 г. Е. А. Шарков*, Я. Н. Шрамков, И. В. Покровская

Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

*E-mail: e.sharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 03.10.2011 г.

С помощью сформированной авторами базы данных EVA-01 (ИКИ РАН) с элементами объектно-реляционного типа выполнена проверки гипотезы о взаимосвязи интегральной концентрации водяного пара (по данным микроволновых спутниковых систем) и множественного тропического циклогенеза в циклогенерирующих акваториях Мирового океана за 2001 г. В работе экспериментально показано, что существует критическое значение содержания интегрального водяного пара (своего рода необходимое условие), при котором формируется зрелая форма тропического циклона со временем жизни, превышающим сутки. При этом экспериментально показано, что в этот же промежуток времени существует другой массив тропических циклонов с кратким периодом жизни (менее суток), которые не обладают ярко выраженным граничным значением интенсивности водяного пара и могут формироваться в большом диапазоне его значений. Выявленные связи областей водяного пара повышенной концентрации и генезиса тропических циклонов стали очевидными только при применении объектно-реляционных компьютерных технологий.

Ключевые слова: тропические циклоны, интегральное поле водяного пара, критические геофизические параметры генезиса

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в проблеме дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) формируется своеобразное направление, цель которого заключается в детальном исследовании параметров окружающей геофизической среды по отношению к различным временным фазам эволюции природных катастроф. И в первую очередь это относится к атмосферным катастрофам, таким как тропические циклоны (ТЦ), воздействие которых приводит к значительным материальным ущербам.

Изучение геофизической среды при формировании первичных форм ТЦ всегда занимало особое место в программах дистанционного мониторинга тропических возмущений. В первую очередь надо отметить задачи прогнозирования возникновения первичных форм возмущения и последующего перехода индивидуального первичного тропического возмущения в развитую форму ТЦ, а также детального дистанционного исследования структурных, динамических и термодинамических особенностей тропического возмущения непосредственно в момент образования зрелой формы ТЦ (Sharkov, 2000).

Однако попытки дистанционного исследования первичных форм тропических возмущений сталкиваются с целым рядом трудностей, и,

прежде всего, с отсутствием общепризнанной физической модели этого сложного геофизического явления и соответственно необходимых геофизических параметров, подлежащих измерению. Несмотря на значительные усилия исследователей по наблюдению и регистрации отдельных (и фрагментарных) оптических и ИК-изображений тропических вихревых возмущений в различных фазах, окончательных дистанционных критериев “близости” геофизической среды к генерации индивидуального тропического возмущения и к кризисному моменту перехода в развитую форму пока не существует.

С другой стороны, уже достаточно давно сложилось представление о наборе так называемых “необходимых” (и в значительной степени феноменологических) геофизических параметров, при которых должна происходить генерация мезомасштабных вихревых устойчивых систем в тропической атмосфере (в климатологическом аспекте). Этот набор считается своего рода классическим и является не переменным атрибутом большинства изданий, касающихся обсуждения вопросов генезиса ТЦ (Грей, 1985; Хаин, Сутырин, 1983). Одним из главных пунктов этого набора (и его часто называют “первым необходимым условием для возникновения тайфунов”) являются высокие значения поверхностной температуры, превыша-

ющие (строго) 26°C (26.3°C – 26.8°C) (так называемая критическая температура, или температура “отсечки”) при глубоком верхнем квазиоднородном слое океана (глубоком термоклизе). На базе этого впоследствии была выработана концепция критического значения потока скрытой теплоты как количественного критерия возникновения ТЦ (Голицын, 2008).

Однако детальный анализ (Шарков, Покровская, 2006) пространственно-временных полей генерации начальных форм и циклогенеза зрелых форм в поле поверхностной температуры по океаническим акваториям двух полушарий Земли показал наличие достаточно широкого диапазона поверхностных температур, при которых происходят процессы генерации первичных форм и их трансформации в зрелые формы, и отсутствие “критической” (пороговой) температуры и соответственно отсутствие жесткой границы при их генерации в поле поверхностной температуры океана. Как и следовало ожидать, региональные циклогенезы (Шарков, Покровская, 2010) обладают очень своеобразными диапазонами поверхностных температур, при которых происходит процессы генерации первичных форм ТЦ (“размытые” диапазоны, “экстремумы с хвостами”, “дельтообразные” формы). Таким образом, широко распространенная концепция критического значения температуры поверхности океана при изучении генезиса ТЦ остается экспериментально необоснованной.

Попытки дистанционного исследования генезиса первичных форм тропических возмущений сталкиваются с целым рядом трудностей, и, в первую очередь, отсутствием общепризнанной физической модели этого сложного геофизического явления и соответственно необходимых геофизических параметров, подлежащих измерению. Несмотря на значительные усилия исследователей по наблюдению и регистрации отдельных (и фрагментарных) оптических и ИК-изображений тропических вихревых возмущений в различных фазах (см., например, Шарков, 1997, 2006, 2010; Sharkov, 1998, 2000), общепринятых дистанционных критериев “близости” геофизической среды к генерации индивидуального тропического возмущения и к кризисному моменту перехода в развитую форму пока не существует. Принципиально новым шагом в изучении дистанционных критериев генезиса ТЦ следует считать результаты комплексных многочастотных оптико-ИК-микроволновых спутниковых исследований эволюции оптического образа ТЦ в поле интегрального водяного пара, при анализе которых обнаружен фундаментальный вклад малоинерционного источника энергии, за счет которого происходит формирование зрелых форм тайфунов, а горизонтального переноса водяного пара глобальной циркуляцией и джетовыми потоками для

поддержания функционирования зрелых форм ТЦ (Шарков, 2010; Шарков и др., 2008, 2009; 2011a, 2011b; Ким и др., 2010). Полученный результат для проблемы генезиса ТЦ, разумеется, достаточно принципиальный. Однако он получен при исследовании трех отдельных выборочных ТЦ. Для полноценного экспериментального доказательства эволюции множественного тропического циклогенеза (например, во временном интервале порядка года) в поле интенсивно мигрирующего интегрального водяного пара тропической зоны земной атмосферы.

Сложность проблемы заключается в том, что необходимо провести синхронный анализ дистанционной спутниковой информации двух стохастических процессов, обладающих принципиально различными пространственно-временными масштабными и структурными характеристиками. Первый процесс – тропический циклогенез – рассматривается как стохастический набор случайных событий (объектов), а именно, стохастический генезис ТЦ (Sharkov, 2000), и второй – как пространственное глобальное поле интегрального водяного пара со значительной пространственно-временной вариабельностью (Шарков и др., 2009; 2011a, 2011b). Сочленение двух указанных баз должно быть произведено на минимальном временном интервале (в данном случае – на точном временном пикселе). В случае же увеличения временного интервала сочленения двух процессов эффективность предлагаемого метода резко падает из-за конечного времени жизни тропических возмущений и высокой пространственно-временной вариабельности поля водяного пара. Анализ методологии построения современных структур баз данных (БД) показал (Шарков и др., 2010), что необходимое временное сочетание данных двух стохастических процессов возможно при использовании активно развивающейся в настоящее время объектно-реляционной технологии построения сложных комплексных БД.

Цель настоящей работы – на основе преимуществ объектно-реляционной базы данных сформировать усовершенствованный вариант БД EVA-01 с элементами объектно-реляционной технологии, которая включает в себя тематическую обработку дистанционной спутниковой информации о двух упомянутых выше стохастических процессах. На основе синхронного анализа этих стохастических полей удастся показать, что образование множественного тропического циклогенеза в течение годового интервала (2001 г.) (и в Северном и Южном полушариях одновременно) происходит в поле повышенной концентрации интегрального водяного пара. Эта взаимосвязь становится очевидной только при применении объектно-реляционных технологий обработки спутниковой информации. Таким образом, речь

идет о выявлении действительно критического (необходимого) параметра, а именно, значения интенсивности интегрального водяного пара, только при превышении которого возможен генезис ТЦ.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Мультимедийная обработка спутниковых данных обычно содержит два основных этапа – корректное представление пространственно-временных данных и тематическая обработка. В нашем случае первый этап заключается в формировании анимационных видеоклипов в результате специализированной обработки последовательности спутниковых изображений с включением систематизированных данных о глобальном тропическом циклогенезе. На втором этапе информация подвергается тематической обработке специализированным программным обеспечением, сформированным на базе физических моделей исследуемых процессов. Сложность настоящей задачи заключается в том, что приложения этих созданных новых типов данных должны оперировать моделями (абстракциями), свойственными данной предметной области (эволюция ТЦ как стохастический набор случайных событий и эволюция и миграция пространственно-временного поля водяного пара). Каждая из этих областей обладает специфическими физическими и геофизическими особенностями, которые должны быть учтены при тематической обработке. Для удовлетворения этих потребностей была выработана объектно-реляционная технология, которая обеспечивает достаточно простые методы разработки, развертывания и управления приложениями, оперирующими со сложными данными.

Первый вариант БД EVA-00 с элементами объектно-реляционной технологии, которая включает в себя дистанционную спутниковую информацию о двух упомянутых выше стохастических процессах, впервые представлен в работе (Шрамков и др., 2010).

Усовершенствованный вариант БД EVA-01 использует информацию от своих предшественниц: БД GLOBAL-TC и GLOBAL-FIELDS с элементами тематической обработки. Первая представляет собой хранилище систематизированных дистанционных данных о глобальном тропическом циклогенезе, т.е. содержит информацию о физическом процессе, рассматриваемом на всех акваториях Мирового океана (Покровская, Шарков, 2006). Прежде всего, информация была систематизирована по отдельным регионам, в каждом из которых проведены временная и пространственная привязки, были проверены правильность и полнота сообщений, связанных с характерными климатическими особенностями каждого регио-

на, проведен препроцессинг поступающей сырой информации. Каждый вновь образующийся ТЦ, или тропическое возмущение, в дальнейшем не перешедшее в развитую форму ТЦ, составляет в БД отдельный файл информации. Таблицы 1 и 2 сформированы на БД GLOBAL-TC за 2001 г.

БД GLOBAL-FIELDS содержит информацию о глобальных полях радиоярких температур (Ермаков и др., 2007), полученных с помощью микроволнового комплекса SSM-I – семиканального радиотеплового прибора, принимающего линейно поляризованное излучение на частотах 19.35, 22.235, 37.0 и 85.5 ГГц (миссия DMSP). На всех частотах, кроме 22.235 ГГц, измеряется как вертикальное, так и горизонтальное поляризованное излучение. На 22.235 – только вертикальное. Пространственное поле зрения измерений на поверхности Земли составляет 12.5 км для канала 85.5 ГГц и 25 км для других каналов. Для получения информации о содержании водяного пара необходимы данные о радиоярких температурах на двух каналах 22.235 и 37.0 ГГц. БД EVA-01 представляет собой комплекс программ, который выполняет все необходимые на данный момент функции для обработки глобальных полей водяного пара и информации о ТЦ. Прежде всего, происходит последовательная обработка данных из базы GLOBAL-TC с помощью языка программирования Microsoft Visual Studio. При этом создается текстовый файл, содержащий данные о географическом положении возмущения, времени возникновения и существования, и некоторую метеорологическую информацию за 2001 г.

Поля радиоярких температур, полученные на двух частотах – 22.235 и 37.0 ГГц – и заимствованные из базы данных GLOBAL-FIELDS, обрабатываются с помощью языка программирования IDL посредством линейного алгоритма обратных задач, представленного в работе (Ruprecht, 1996) по формуле

$$W = 131.95 - 39.50 \ln(280 - T_{22V}) + \\ + 12.49 \ln(280 - T_{37V}),$$

где W – значение интегрального водяного пара в $\text{кг}/\text{м}^2$ (или в мм) в пространственном пикселе разрешения прибора SSM/I; T_{22V} и T_{37V} – значения радиоярких температур по каналам 22.235 и 37.0 ГГц (вертикальная поляризация) в пространственном пикселе разрешения прибора SSM/I. Специальная валидация, выполненная в этой работе, между восстановленными значениями водяного пара и измеренными по данным радиозондирования (250 профилей) в акватории Атлантического океана и с разновременностью измерений между спутниками и радиозондами лучше, чем два часа, показала, что среднеквадратичное отклонение результатов составляет около

Таблица 1. Основные характеристики длиннопериодных тропических циклонов в Мировом океане в 2001 г.

№ п/п	Регион, номер и имя ТЦ	Дата существования ТЦ	Дата перехода в стадию ТЦ	Координаты перехода в стадию ТЦ		Максимальная стадия развития ТЦ	Продолжительность максимальной стадии, ч
				широта	долгота		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	SIN 0101 "Bindu"	02.01–14.01	07.01	–11.9	73.9	Т	132
2	SIN 0102 "Charly"	11.01–26.01	19.01	–14.2	84.4	То же	60
3	SIN 0104 "Vincent"	06.02–15.02	12.02	–14.9	112.5	TS	54
4	SWP 0105 "Paula"	24.02–05.03	26.02	–12.6	164.8	Т	84
5	SWP 0106 "Rita"	28.02–05.03	01.03	–19.7	–136.0	STS	6
6	SIN 0105 "Dera"	04.03–13.03	09.03	–20.9	40.5	Т	48
7	SIN 0107 "Walter"	02.04–08.04	03.04	–10.1	103.9	То же	72
8	SWP 0107 "Sose"	03.04–11.04	05.04	–14.0	165.8	»	12
9	SIN 0106 "Evariste"	31.03–08.04	04.04	–13.7	62.8	STS	42
10	SIN 0109 "Alistair"	15.04–23.04	16.04	–9.3	132.9	Т	6
11	NWP 0101 "Cimaron"	04.05–14.05	10.05	13.6	119.1	STS	24
12	NIN 0101 "01 A"	08.05–28.05	22.05	13.9	70.6	Т	78
13	NEP 0101 "Adolph"	04.05–05.06	26.05	13.9	–100.4	То же	96
14	NEP 0102 "Barbara"	18.06–24.06	20.06	13.2	–131.0	STS	6
15	NWP 0102 "Chebi"	18.06–24.06	20.06	13.0	133.6	Т	42
16	NWP 0104 "Durian"	29.06–04.07	30.06	16.6	115.7	То же	30
17	NWP 0103 "Utor"	22.06–08.07	02.07	10.7	137.3	»	54
18	NWP 0105 "Trami"	03.07–12.07	10.07	20.0	124.2	TS	36
19	NEP 0104 "Erick"	16.07–26.07	21.07	16.5	–120.8	То же	36
20	NEP 0105 "Dalila"	18.07–30.07	21.07	12.6	–96.1	Т	12
21	NWP 0106 "Kong-Rey"	21.07–29.07	21.07	24.6	151.3	То же	102
22	NWP 0107 "Yutu"	21.07–27.07	23.07	20.3	121.4	»	36
23	NWP 0108 "Toraji"	24.07–01.08	26.07	16.8	128.1	»	66
24	ATL 0102 "Barry"	02.08–06.08	02.08	26.3	–84.8	STS	20
25	NWP 0109 "Man-yi"	31.07–09.08	02.08	11.2	152.0	Т	114
26	NWP 0111 "Pabuk"	13.08–23.08	14.08	18.7	145.7	То же	126
27	NEP 0106 "Flossie"	25.08–03.09	26.08	20.2	–111.1	»	72
28	NWP 0112 "Sepat"	19.08–31.08	27.08	24.0	165.1	TS	36

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Регион, номер и имя ТЦ	Дата существования ТЦ	Дата перехода в стадию ТЦ	Координаты перехода в стадию ТЦ		Максимальная стадия развития ТЦ	Продолжительность максимальной стадии, ч
				широта	долгота		
1	2	3	4	5	6	7	8
29	NWP 0113 "Wutip"	25.08–02.09	27.08	17.5	140.8	Т	108
30	ATL 0105 "Erin"	27.08–15.09	02.09	13.4	–38.5	То же	126
31	NEP 0108 "Gil"	03.09–12.09	04.09	15.7	–123.7	»	54
32	NWP 0116 "Danas"	02.09–12.09	04.09	18.5	152.8	»	138
33	NWP 0115 "Nari"	31.08–21.09	06.09	26.2	127.1	»	210
34	ATL 0106 "Felix"	06.09–23.09	11.09	18.9	–47.5	»	102
35	ATL 0107 "Gabrielle"	10.09–19.09	13.09	25.2	–85.2	»	18
36	NWP 0117 "Francisco"	15.09–25.09	19.09	14.6	161.5	»	72
37	NEP 0111 "Juliette"	19.09–04.10	21.09	13.4	–94.2	»	132
38	NEP 0110 "Kiko"	19.09–29.09	22.09	17.0	–119.8	»	6
39	Atl 0108 "Humberto"	20.09–27.09	22.09	29.0	–67.0	»	72
40	NWP 0119 "Lekima"	19.09–30.09	22.09	19.3	124.1	»	66
41	NIN 0102 "02 A"	23.09–28.09	26.09	17.9	67.0	TS	36
42	NEP 0112 "Lorena"	29.09–05.10	02.10	12.1	–103.5	STS	6
43	NWP 0120 "Krosa"	03.10–09.10	04.10	14.9	144.1	Т	84
44	ATL 0109 "Jerry"	04.10–12.10	07.10	11.1	–54.1	TS	36
45	ATL 0111 "Karen"	11.10–15.10	12.10	33.9	–66.5	Т	18
46	NWP 0121 "Haiyan"	07.10–18.10	12.10	17.2	130.5	То же	78
47	NWP 0122 "Podul"	15.10–28.10	19.10	5.7	156.3	»	144
48	NEP 0114 "Narda"	17.10–25.10	20.10	11.9	–127.0	»	24
49	SIN 0112 "Alex"	23.10–02.11	26.10	–8.2	94.4	STS	36
50	Nep 0115 "Octave"	29.10–05.11	31.10	12.8	–124.5	Т	18
51	NWP 0125 "Pabling"	16.11–24.11	21.11	6.2	112.5	TS	42
52	ATL 0115 "Olga"	24.11–06.12	26.11	31.5	–56.0	Т	48
53	SIN 0115 "Bessi"	24.11 - 06.12	27.11	–8.3	93.0	То же	36
54	NWP 0127 "Faxai"	10.12–25.12	15.12	5.0	162.0	»	108
55	SWP 0110 "Waka"	27.12–02.01	29.12	–11.9	–174.8	»	60

Примечание. Наименование регионов и номера ТЦ даны в соответствии с международной классификацией: NWP – северо-западный регион Тихого океана; NEP – северо-восточный регион Тихого океана; ATL – северный Атлантический океан; NIN – северный регион Индийского океана; SIN – южный регион Индийского океана; SWP – юго-западный регион Тихого океана. Стадии развития возмущения: Т – тайфун; STS – сильный тропический шторм; TS – тропический шторм. Широта и долгота указаны в градусах.

Таблица 2. Основные характеристики короткопериодных тропических циклонов в Мировом океане в 2001 г.

№ п/п	Регион, номер и имя ТЦ	Дата существования ТЦ	Дата перехода в стадию ТЦ	Координаты перехода в стадию ТЦ		Максимальная стадия развития ТЦ	Продолжительность максимальной стадии, ч
				широта	долгота		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	SIN 0103 "Terri"	27.01–01.02	30.01	–17.5	119.7	STS	12
2	SWP 0102 "No name"	15.02–18.02	17.02	–19.1	162.7	TS	24
3	SWP 0103 "Oma"	18.02–22.02	20.02	–23.0	–162.0	STS	6
4	SIN 0108 "No name"	02.04–05.04	03.04	–15.0	83.1	TS	18
5	ATL 0101 "Allison"	05.06–17.06	05.06	27.4	–94.8	STS	2
6	SIN 0110 "No name"	21.06–23.06	22.06	–25.08	39.2	TS	12
7	NEP 0103 "Cosme"	10.07–18.07	13.07	16.0	–110.5	То же	18
8	NWP 0110 "Usagi"	08.078–11.08	10.08	17.8	108.7	TS	12
9	ATL 0103 "Chantal"	12.08–22.08	16.08	12.9	–54.0	STS	72
10	NWP 0114 "Fitow"	26.08–31.08	30.08	20.7	108.7	TS	12
11	SIN 0111 "No name"	02.10–08.10	06.10	–11.2	83.3	То же	6
12	NIN 0103 "03 A"	07.10–13.10	09.10	18.6	68.4	»	6
13	ATL 0112 "Lorenzo"	26.10–31.10	30.10	28.7	–45.0	TS	18
14	ATL 0114 "Noel"	05.11–06.11	05.11	38.0	–50.0	T	6
15	NIN 0104 "04 B"	06.11–12.11	11.11	15.4	84.1	TS	12
16	NWP 0124 "Ondoy"	14.11–25.11	20.11	14.1	134.2	То же	18
17	SIN 0113 "No name"	19.11–24.11	21.11	–13.2	83.3	»	24
18	SIN 0114 "No name"	19.11–21.11	21.11	–6.9	128.9	»	12
19	SWP 0108 "Trina"	30.11–03.12	30.11	–22.2	–159.8	»	10
20	SWP 0109 "Vicky"	22.12–27.12	24.12	–12.9	–156.2	»	12

Примечание. Наименование регионов и номера ТЦ даны в соответствии с международной классификацией: NWP – северо-западный регион Тихого океана; NEP – северо-восточный регион Тихого океана; ATL – северный Атлантический океан; NIN – северный регион Индийского океана; SIN – южный регион Индийского океана; SWP – юго-западный регион Тихого океана. Стадии развития возмущения: STS – сильный тропический шторм, TS – тропический шторм. Широта и долгота указаны в градусах.

2.58 кг/м². В результате получают глобальные поля водяного пара только над акваториями Мирового океана, которые и участвуют в дальнейшей обработке.

В основу обработки и устройства полей водяного пара положен принцип рассмотрения глобальных дистанционных данных как длинных рядов пространственно-временных наблюдений. При этом длительная последовательность полей водяного пара рассматривается не как механическое объединение данных из нескольких файлов, соответствующим моментам съемки, а является, с точки зрения пользователя, основной структурной единицей БД, генерируемой по запросу пользователя и позволяющей применение к себе дальнейших операций обработки. Выходные данные могут быть записаны в один или несколько файлов. Наиболее естественным методом является метод визуализации полученных данных — он представляется формированием серий изображений видеоклипа.

На основе полученной комплексной БД сформирован демонстрационный анимационный ролик, представленный на сайте отдела Исследование Земли из космоса ИКИ РАН (http://www.iki.rssi.ru/asp/dep_coll.htm) и наглядно демонстрирующий связь областей повышенной концентрации водяного пара и генезиса ТЦ. Отметим при этом, что содержание водяного пара не представлено на материках в виду сложностей решения обратной задачи над континентами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В качестве примера продуктов настоящей БД приведем примеры фрагмента анимации глобального поля водяного пара и тропического циклогенеза. На рис. 1 (см. на цветн. вклейках) представлено глобальное поле интегрального водяного пара на акваториях Мирового океана за 5 сентября 2001 г. Цветовая схема интенсивностей водяного пара представлена внизу рисунка, при этом максимальным значениям концентрации водяного пара соответствуют багровые области. Данные изображения получены с дискретизацией раз в сутки. В нижнем левом углу представлена текущая дата снимка в формате месяц—день—год. Синими квадратами на рисунке отображаются ТЦ в зрелой форме. 05.09.2001 наблюдалось одновременно в циклогенерирующих акваториях Мирового океана четыре тропических циклона — Dansas, Erin, Gil, Henriette — в различных стадиях своего развития (табл. 1). Стоит отметить, что все эти ТЦ (за срок 05.09.2001) находятся в зрелых формах ТЦ и попадают в багровые области содержания водяного пара, т.е. в областях водяного пара с интенсивностью выше 60 кг/м². Содержание водяного пара не представлено атмосфере над мате-

риками в виду сложностей решения обратной задачи над континентами.

Тематическая часть программного обеспечения базы данных EVA-01 обеспечила возможность проведения сложной процедуры при обработке мигрирующего поля водяного пара и стохастического процесса эволюции глобального циклогенеза — а именно, нахождение и сопоставление моментов генезиса ТЦ и величины интегрального значения поля водяного пара в этот же момент времени и в этом же географическом месте. Такой комплексный анализ ТЦ за весь период 2001 г. показал, что все ТЦ со временем жизни более 1 сут (табл. 1 и рис. 2) попадают в “багровые” области содержания водяного пара, т.е. в областях водяного пара с интенсивностью выше 60 кг/м² (рис. 1). Нетрудно видеть, что это значение содержания водяного пара является по существу своего рода критическим значением при генезисе ТЦ. При этом отметим, что трудности выполнения такого комплексного анализа заключается в том, что поле водяного пара обладает очень сильной пространственно-временной вариабельностью. Западный перенос поля водяного пара в районе тропиков может составлять 300–400 км в сутки и при этом со значительным изменением формы изолиний различной интенсивности. Именно с этим, скорее всего, связано достаточное высокое значение среднеквадратического отклонения между восстановленными из спутниковых данных и измеренными методом радиозондирования значениях поля водяного пара (Ruprecht, 1996). По этим же причинам восстановление поля водяного пара с использованием отдельных (фрагментных) точек радиозондирования (с островных и корабельных станций) с последующим формированием поля согласно метеорологическим правилам не может дать приемлемых результатов на временных масштабах порядка одних суток в процессе циклогенеза (Покровская, Шарков, 1996). Подчеркнем, что в настоящем исследовании речь идет о временных масштабах порядка суток, необходимых для исследования эволюции в энерго-содержании поля водяного пара в процессе циклогенеза. Если исследования ведутся в масштабах месячных и сезонных усреднений (Ruprecht, 1996), то подобных проблем не возникает.

Дальнейшее исследование показало, что в этот же промежуток времени (2001 г.) существует другой массив ТЦ с малым периодом жизни (менее суток), которые не обладают ярко выраженным граничным значением интенсивности водяного пара (рис. 3), и этот вид циклонов может формироваться в очень большом диапазоне значений интенсивности водяного пара. Отметим, что при таких исследованиях поля водяного пара, а также в случае резкой интенсификации тропических систем (как, например, это произошло в случае с

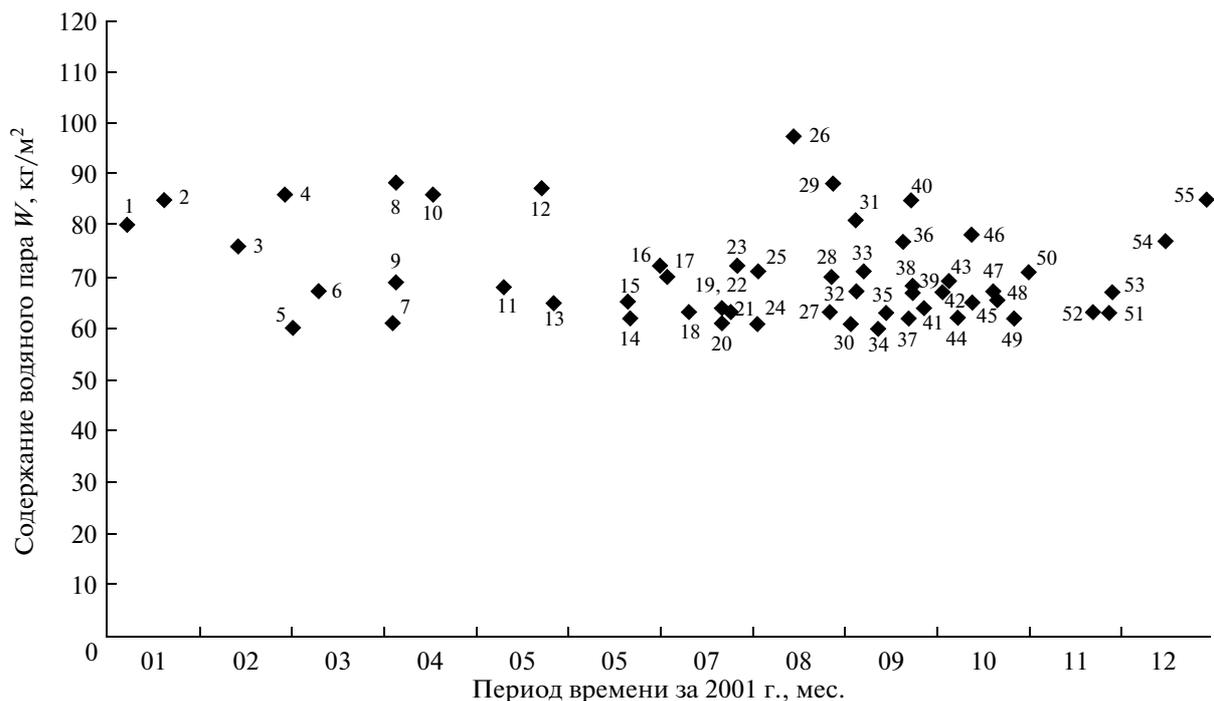


Рис. 2. Годовое (за 2001 г.) распределение содержания интегрального водяного пара в экваториальном материнском поле в географическом месте и в момент интенсификации данного тропического возмущения и перехода его в зрелую стадию длиннопериодных ТЦ (стадия TS). Номера при ромбах соответствуют порядковому номеру ТЦ в табл. 1.

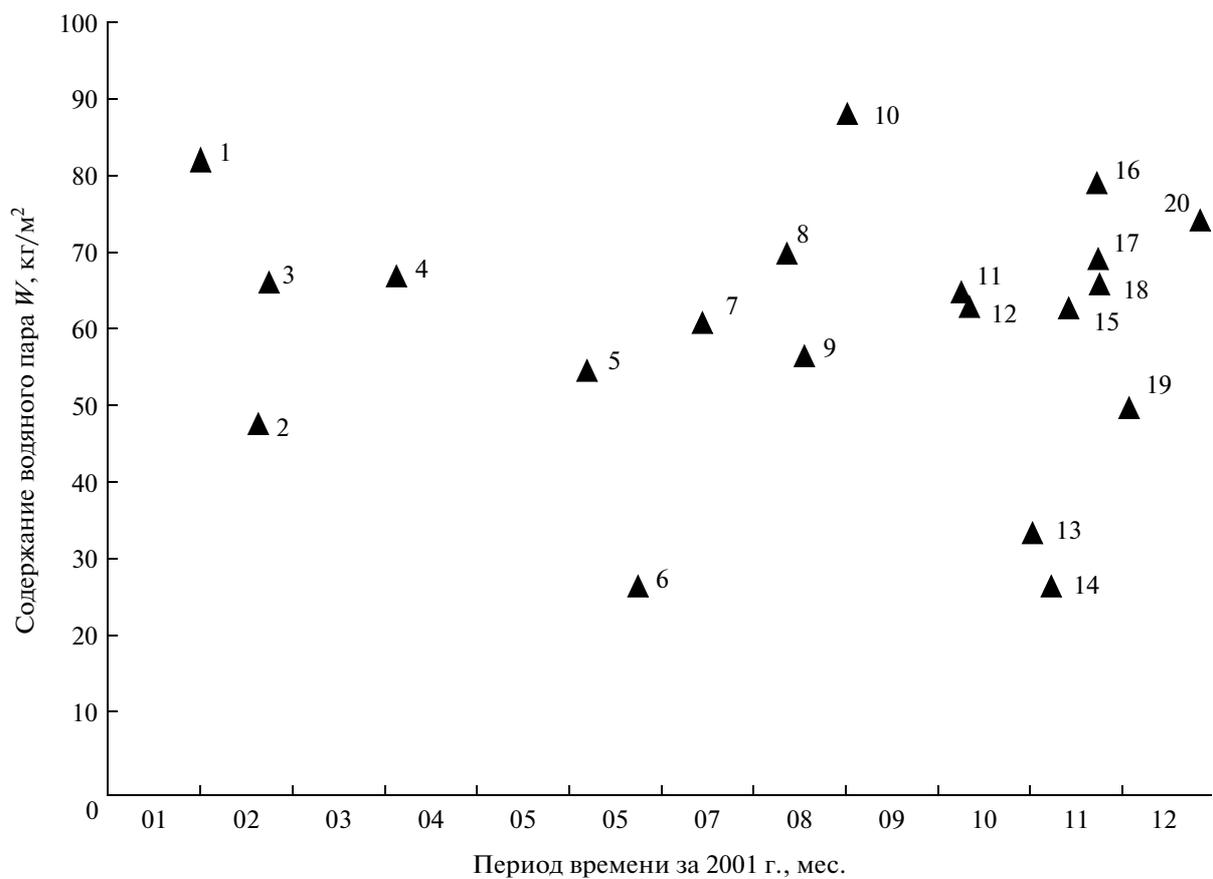


Рис. 3. Годовое (за 2001 г.) распределение содержания интегрального водяного пара в экваториальном материнском поле в географическом месте и в момент интенсификации данного тропического возмущения и перехода его в зрелую стадию короткопериодных ТЦ (стадия TS). Номера при треугольниках соответствуют порядковому номеру ТЦ в табл. 2.

интенсификацией ТЦ Katrina в августе 2005 г.) необходимо рассматривать эволюцию тропического возмущения во временных масштабах порядка 3–6 ч (а, возможно, и менее). Получить такие поля в настоящее время с существующей дистанционной микроволновой аппаратурой невозможно по целому ряду принципиальных причин (в первую очередь – это баллистика космического аппарата и тактико-технические характеристики антенного микроволнового комплекса). Поэтому в настоящее время разрабатываются специализированные структуры обработки изображений и соответствующие программные продукты для формирования краткосрочных (3–6 ч) радиотепловых полей на базе полученных к настоящему времени спутниковых микроволновых данных (Ермаков и др., 2011).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью усовершенствованной БД EVA-01 с элементами объектно-реляционного типа и тематической обработкой выполнена проверка гипотезы о взаимосвязи интегральной концентрации водяного пара (по данным микроволновых спутниковых систем) и генезиса множественного тропического циклогенеза в циклоногенерирующих акваториях Мирового океана за период 2001 г. В работе экспериментально показано, что существует критическое значение интегрального водяного пара (своего рода, необходимое условие или критический параметр), при котором формируется зрелая форма ТЦ со временем жизни, превышающем сутки. При этом экспериментально показано, что в этот же промежуток времени (2001 г.) существует другой массив ТЦ с кратким периодом жизни (около и менее суток), которые не обладают ярко выраженным граничным значением интенсивности водяного пара и могут формироваться в большом диапазоне значений интенсивности водяного пара. Выявленные связи областей водяного пара повышенной концентрации и генезиса ТЦ стали очевидны только при применении объектно-реляционных компьютерных технологий. На основе базы данных сформирован демонстрационный анимационный ролик (за 2001 г.), наглядно демонстрирующий связь областей повышенной концентрации водяного пара и генезиса ТЦ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голицын Г.С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.
- Грей У. Генезис и интенсификация тропических циклонов // Интенсивные атмосферные вихри. М.: Мир, 1985. С. 10–31.
- Ермаков Д.М., Раев М.Д., Сулов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан–атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.
- Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н. Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан–атмосфера на базе программной платформы Stream Handler // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 9–16.
- Ким Г.А., Шарков Е.А., Покровская И.В. Особенности взаимодействия тропических циклонов Hondo и Ivan в поле интегрального водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 4. С. 287–295.
- Палмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 398 с.
- Покровская И.В., Шарков Е.А. Дистанционные исследования пространственных полей влагосодержания в тропической атмосфере в процессе циклогенеза // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 6. С. 18–27.
- Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Вер. 3.1. (1983–2005). М.: Полиграфсервис, 2006. 728 с.
- Хаин А.П., Сутырин Г.Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 270 с.
- Шарков Е.А. Дистанционные исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 52–68.
- Шарков Е.А., Покровская И.В. Генезис тропических возмущений в поле поверхностной температуры Мирового океана по данным дистанционного и контактного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2006. 6. С. 3–9.
- Шарков Е.А., Покровская И.В. Региональные тропические циклогенезы в поле поверхностной температуры Мирового океана // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 2. С. 54–62.
- Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Множественная генерация тропического циклогенеза в Южном Индийском океане // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 75–85.
- Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона Hondo в поле экваториального водяного пара с использованием мультиспектрального подхода // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 1. С. 22–29.
- Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Энергетические особенности множественного тропического циклогенеза по мультиспектральным спутниковым наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 18–25.
- Шрамков Я.Н., Шарков Е.А., Покровская И.В., Раев М.Д. База данных тропического циклогенеза и глобального поля водяного пара с использованием

объектно-реляционных технологий // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 6. С. 52–58.

Gray W.M. Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation // *Meteorology over the tropical oceans* / Ed. Shaw D.B. BMS, Berkshire: James Glaisher House, 1979. P. 155–218.

Ruprecht E. Atmospheric water vapour and cloud water: an overview // *Adv. Space Res.* 1996. V. 18. № 7. P. 5–16.

Sharkov E.A. Remote sensing of tropical regions. Chichester, N.Y. etc.: John Wiley and Sons/PRAXIS, 1998. 310 p.

Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Berlin, Heidelberg, L., N.Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2000. 361 p.

The Integral Water Vapor in Nropical Zone as the Necessary Condition for Atmospheric Catastrophes Genesis

E. A. Sharkov, Ya. N. Sharmkov, I. V. Pokrovskaya

Institute of Space Research Russian Academy of Sciences, Moscow

The hypothesis about the interaction between the integral concentration of equatorial water vapor and plural tropical cyclogenesis in basins of the World ocean during 2001 using data basEVA-01 with elements of the object-relation type. It was experimentally shown that the boundary value of integral water vapour exists when the mature form of tropical cyclone with the date of TC life more than one day has formed. In this case it was experimentally shown that the another set of TCs with the date of TC life less than one day. These TCs do not exhibit prominent value of boundary parameters. The interaction between the integral concentration of equatorial water vapor and plural tropical cyclogenesis in basins of the World ocean have emerged from using data base EVA-01 with elements of the object-relation type.

Keywords: tropical cyclones; integral water vapor field; boundary geophysical genesis parameters

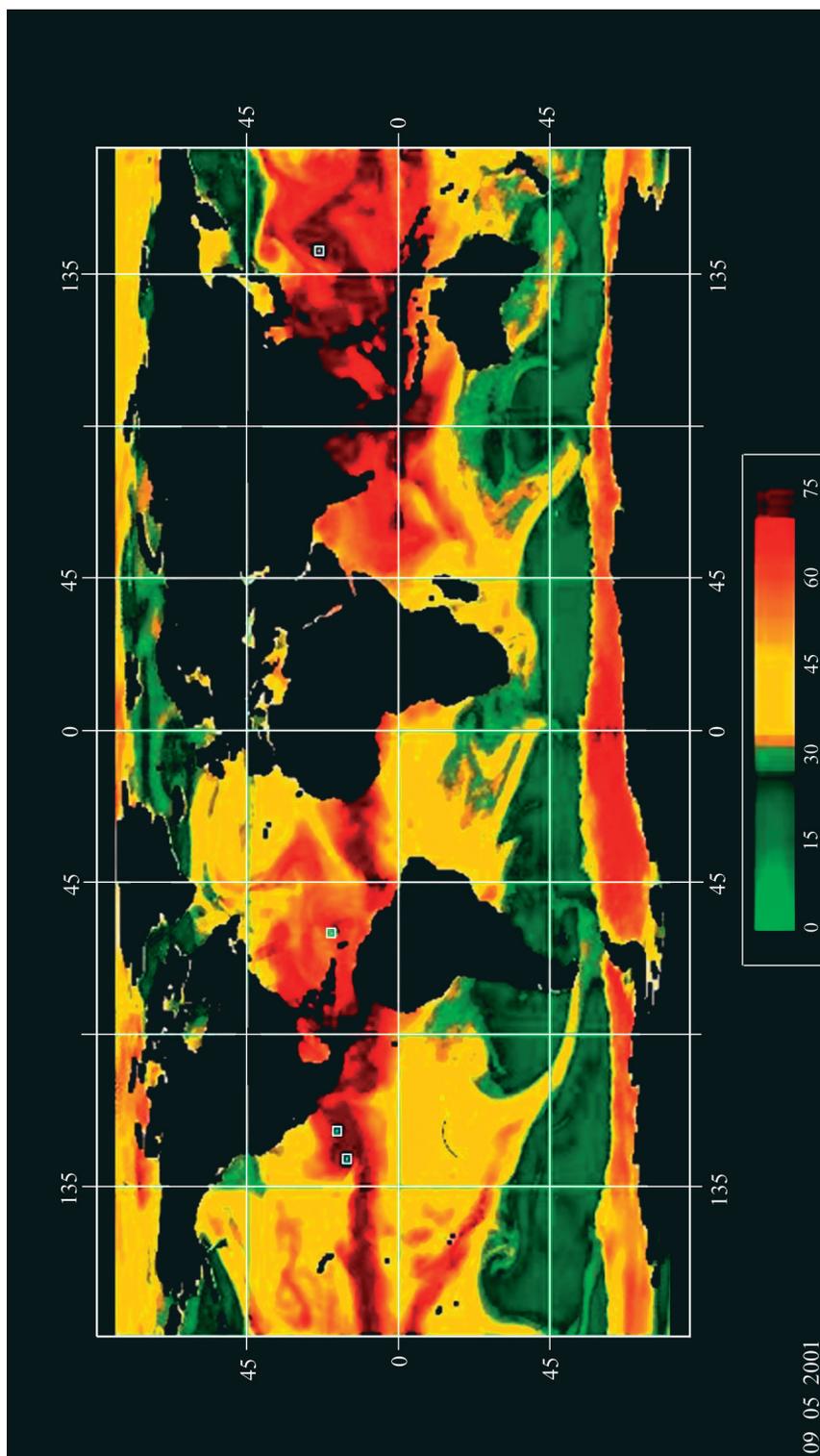


Рис. 1. Глобальное поле водяного пара в акваториях Мирового океана за 5 сентября 2001 г. Центры облачных структур четырех тропических циклонов, функционировавших в развитых формах за 5 сентября 2001 г., обозначены белыми квадратами.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СТРУКТУРА ФРОНТА ПРИЛИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В РАЙОНЕ
ШАНТАРСКИХ ОСТРОВОВ (ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО ДАННЫМ
СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2012 г. И. А. Жабин*, В. А. Дубина

Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

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

Поступила в редакцию 31.05.2011 г.

Положение и сезонная изменчивость фронта приливного перемешивания в районе Шантарских островов исследованы на основе анализа спутниковых данных. Шантарский фронт приливного перемешивания относится к основным особенностям гидрологической структуры северо-западного шельфа Охотского моря в летний период. Фронт разделяет перемешанные приливыми течениями прибрежные воды и стратифицированную часть шельфа. Температурный фронт приливного перемешивания появляется в июле на фоне таяния ледяного покрова и исчезает в конце октября, когда разрушается стратификация. Среднее положение фронта меняется незначительно и определяется критическим значением параметра Симпсона–Хантера ($lgh/u^3 = 2.5$), фронт расположен над изобатой 50 м. Температурный фронт приливного перемешивания соответствует фронту в распределении хлорофилла *a*, рассчитанному по данным сканеров SeaWiFS и MODIS. Высокие, по сравнению со стратифицированной частью шельфа, концентрации хлорофилла *a* наблюдались в пределах зоны интенсивного приливного перемешивания. Спутниковые снимки в инфракрасном (ИК) диапазоне спектра (Landsat-5 TM) показали, что фронт является динамически неустойчивым. Эффекты перемешивания, связанные с фронтальными субмезомасштабными бароклинными вихрями, оказывают влияние на структуру стратифицированной части шельфа.

Ключевые слова: фронт приливного перемешивания, бароклинные вихри, распределение хлорофилла *a*, спутниковые данные, NOAA AVHRR, Landsat-5 TM, MODIS, SeaWifs, Охотское море, Шантарские о-ва

ВВЕДЕНИЕ

Приливы — один из основных источников энергии, который способен генерировать вертикальное перемешивание в океане. В мелководных районах океана (шельф, проливы, банки) с высоким уровнем диссипации кинетической энергии приливов за счет придонного трения могут формироваться перемешанные по вертикали стационарные зоны с резкими фронтальными границами, называемыми фронтами приливного перемешивания. Зоны интенсивного приливного перемешивания, ограниченные фронтами, являются важной особенностью структуры вод шельфовой зоны Мирового океана. К наиболее изученным районам интенсивного приливного перемешивания относится шельф северо-западной Европы (Simpson, 1981; Федоров, 1983).

На шельфе Охотского моря диссипативные потери суточной приливной волны K1 и лунной полусуточной приливной волны M2 составляют около 100 и 73 Гвт (1 Гвт = 10^9 вт) соответственно (Kantha et al, 1995; Le Provost, Lyard, 1997). Анализ спутниковых и океанографических данных позволил получить информацию о положении и сезон-

ной изменчивости зон интенсивного приливного перемешивания на северном шельфе Охотского моря (Жабин и др., 1990; Belkin, Cornillon, 2004). На спутниковых ИК-изображениях квазистационарные холодные зоны, ограниченные фронтами, наблюдались у Шантарских о-вов, в районе банки Кашеварова и на входе в зал. Шелихова. Эти районы отличаются высокими скоростями приливных течений и повышенными значениями скорости диссипации приливной энергии (Kowalik, Polyakov, 1998; Nekrasov, Romanenko, 2010). Стратификация вод в этих холодных зонах в летний период была существенно ослаблена или полностью разрушена.

В настоящее время спутниковая информация является одним из основных инструментов исследования океана. При этом многосенсорный подход можно рассматривать как наиболее перспективный метод исследования структуры и динамики океанологических процессов, протекающих в прибрежной зоне океанов и морей. В условиях сокращения морских экспедиционных исследований спутниковые данные становятся одним из основных источников информации для океанологических исследований в Охотском море.

Северо-западный шельф Охотского моря относится к числу наиболее продуктивных районов Мирового океана. Высокая продуктивность шельфа в летний период во многом обусловлена интенсивным приливным перемешиванием, обеспечивающим поступление биогенных элементов в верхний слой моря. Среди шельфовых зон интенсивного приливного перемешивания уникальными природными условиями и биоразнообразием выделяется район Шантарских о-вов, расположенный в юго-западной части Охотского моря (государственный природный заказник федерального значения). Исходя из этого, была определена цель работы: на основе анализа спутниковой информации, полученной в последние годы, исследовать особенности структуры и динамики вод одной из самых продуктивных морских экосистем Охотского моря, расположенной в районе Шантарских о-вов. При этом особое внимание было направлено на изучение динамических процессов, которые обеспечивают обмен свойствами между высокопродуктивными прибрежными водами и стратифицированной частью северо-западного шельфа Охотского моря.

ДАННЫЕ

Исследование структуры и динамики зоны интенсивного приливного перемешивания в районе Шантарских о-вов проводилось на основе анализа следующих видов спутниковой информации:

– ИК-изображения радиометра AVHRR ИСЗ серии NOAA, пространственное разрешение около 1 км (данные были получены из Центра коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН – <http://www.satellite.dvo.ru/>);

– данные съемочной аппаратуры ТМ (Thematic Mapper – тематический картограф), установленной на спутнике Landsat-5 (<http://glovis.usgs.gov/>). Сенсор ТМ ИСЗ Landsat-5 получает данные на семи каналах. В шести из них: 1–5 и 7 (в видимом, ближнем и средних ИК-диапазонах) съемка проводится с пространственным разрешением 30 м. Данные канала 6 (в тепловом диапазоне) имеют разрешение 120 м. Ширина полосы обзора для всех каналов составляет около 185 км;

– значения концентрации хлорофилла *a*, рассчитанные по данным сканирующих спектро-радиометров SeaWiFS ИСЗ Seastar и MODIS ИСЗ Aqua, исходное пространственное разрешение 1 км, огрубленное пространственное разрешение 9 км, интервал осреднения – 1 мес. (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>).

Анализ данных дистанционного зондирования морской поверхности позволяет исследовать термическую структуру вод зоны интенсивного приливного перемешивания у Шантарских о-вов (ИСЗ NOAA и Landsat-5), изменчивость фронтов,

проявляющихся на морской поверхности в поле температуры (ИСЗ NOAA и Landsat-5) и распределение хлорофилла *a* в продуктивных районах (ИСЗ SeaStar и Aqua).

На первом этапе работы был проведен выборочный анализ доступной спутниковой информации по району исследований, полученной в период с 2002 по 2010. Наибольшее количество свободных от облачности спутниковых изображений было получено в 2006 и 2007 гг. Кроме этого, в качестве дополнительной информации привлекались результаты численного моделирования приливных течений в Охотском море (Kowalik, Polyakov, 1998) и данные судовых измерений.

СТРУКТУРА ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО ПРИЛИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ У ШАНТАРСКИХ О-ВОВ

По спутниковым данным (рис. 1 *a–в*) холодная зона в районе Шантарских о-вов формируется в начале июля на фоне последней стадии разрушения ледяного покрова, когда на соседних участках шельфа появляется термоклин. Положение фронта приливного перемешивания в период его существования меняется незначительно, фронт расположен приблизительно над изобатой 50 м. На примере Шантарского фронта можно показать, что сезонные изменения потока тепла через поверхность приводят к смене знака горизонтального градиента температуры на границах зоны приливного перемешивания, т.е. в период осеннего охлаждения (отрицательный поток тепла через поверхность моря) “холодная” зона приливного перемешивания превращается в “теплую” (рис. 1*в*). Это происходит потому, что относительно тонкий прогретый поверхностный слой (толщина около 10 м) стратифицированной части шельфа быстрее теряет тепло, а однородная по вертикали зона интенсивного приливного перемешивания (глубины до 50 м) охлаждается медленнее и постепенно превращается в более “теплую”, по сравнению со стратифицированными водами. После смены знака градиента температуры Шантарский фронт сохраняет свое положение. Термические контрасты в Шантарском районе прослеживаются до конца октября – начала ноября (начальная стадия льдообразования).

Результаты численного моделирования приливов Охотского моря (Kowalik, Polyakov, 1998, амплитуда и фаза приливных течений для полусуточной составляющей M2) были использованы для расчета параметра Симпсона-Хантера (Simpson, Hunter, 1974), критическое значение которого определяет среднее положение фронта приливного перемешивания (рис. 1*з*). Симпсон и Хантер предложили простую теорию фронтов приливного перемешивания, согласно которой фронт формируется там, где существует баланс между энергией, необходимой для полного верти-

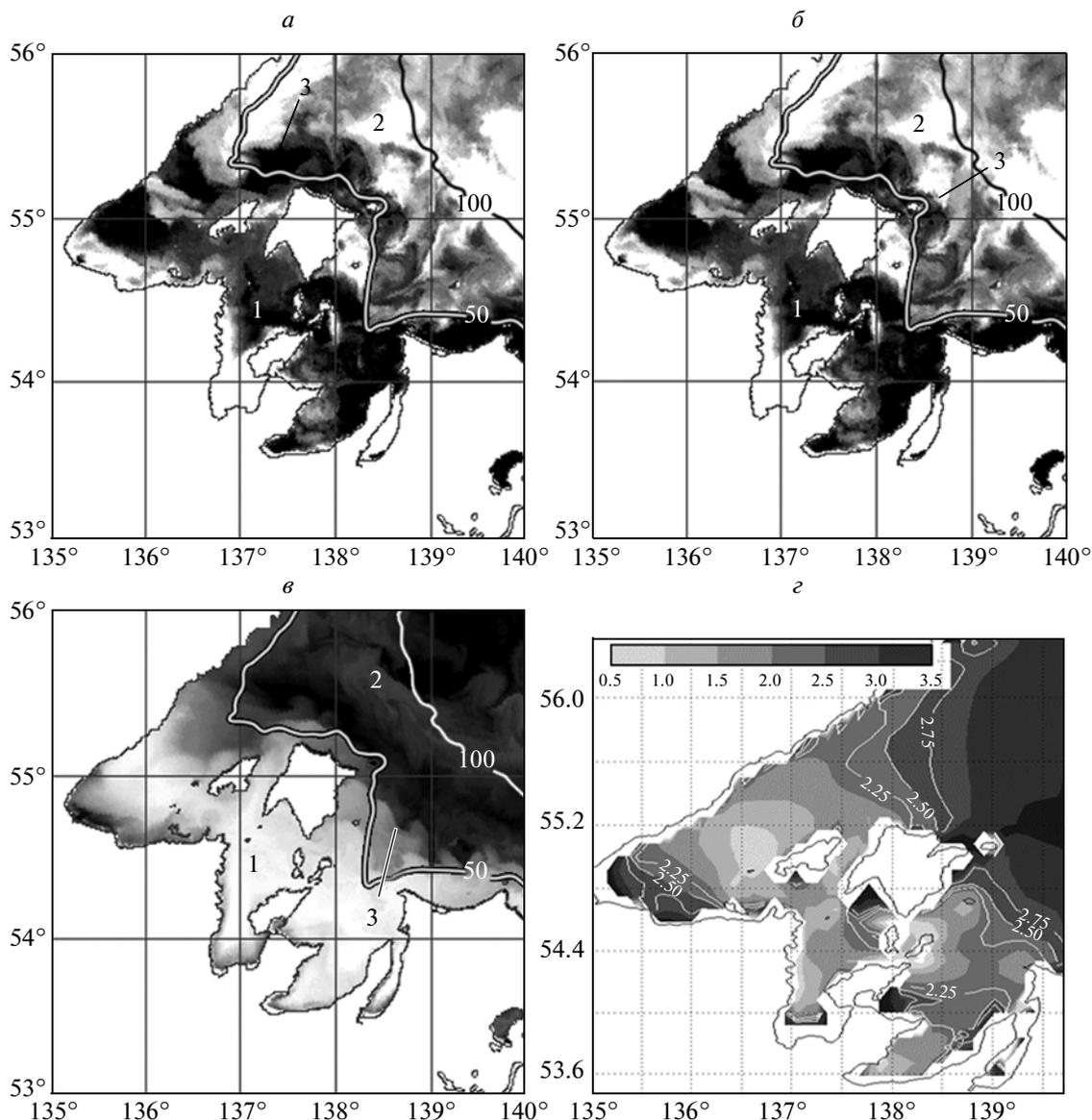


Рис. 1. ИК-изображения района Шантарских о-вов, полученные в 2006 г. (ИСЗ серии NOAA AVHRR): *а* – 17 июля, *б* – 4 сентября, *в* – 13 октября; и *г* – распределение параметра Симпсона–Хантера. Холодным водам соответствует темный тон изображения, теплым – светлый. На спутниковых изображениях показано положение изобат 50 и 100 м. Условные обозначения: 1 – воды зоны приливного перемешивания; 2 – стратифицированная часть шельфа; 3 – фронт приливного перемешивания.

кального перемешивания столба воды приливными течениями и энергией, требуемой для поддержания стратификации за счет поверхностного потока тепла (плавучести). Сопоставление карты распределения параметра Симпсона–Хантера и спутниковых ИК-изображений (рис. 1*а–в*) показывает, что критическое значение этого параметра $K = \lg H/U^3$ (H – глубина места, U – амплитуда приливного течения M_2) для Шантарского фронта приливного перемешивания равно 2.5, что соответствует диапазону значений (от 2 до 3), полученных для фронтов приливного перемешивания в других районах Мирового океана (Федоров,

1983). Последнее позволяет сделать обоснованный вывод о том, что Шантарский фронт относится к категории фронтов приливного перемешивания. Можно отметить, что положение фронта не зависит от величины и знака потока тепла через поверхность.

Среднее распределение хлорофилла *а* в районе Шантарских о-вов, рассчитанного по спутниковым данным, полученным в июле–октябре 2007 г. (спектрорадиометр MODIS ИСЗ Aqua, рис. 2), показывает, что в зоне интенсивного приливного перемешивания наблюдались высокие, для Охотского моря в целом, значения содержания хлоро-

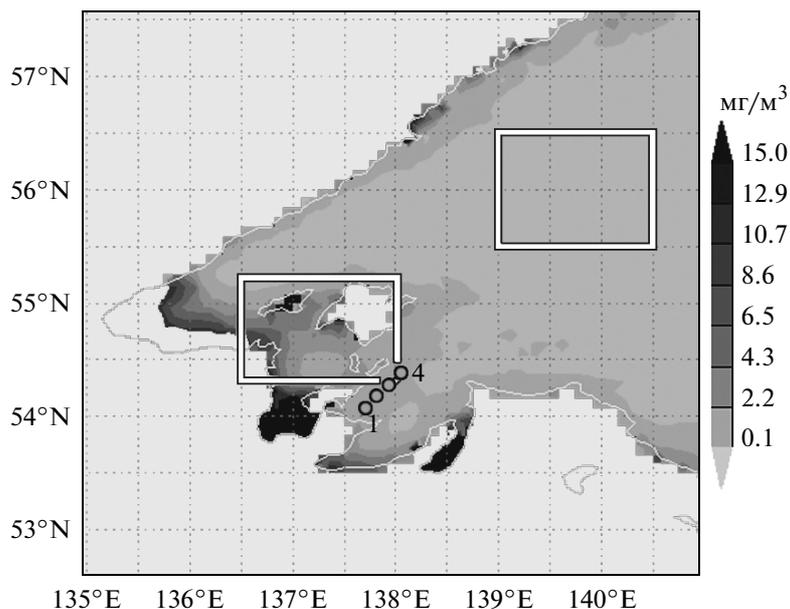


Рис. 2. Распределение хлорофилла *a* в районе Шантарских о-вов в июле–октябре 2007 г. (Aqua MODIS). На рисунке показано положение районов (прямоугольники), для которых рассчитывались средние концентрации хлорофилла *a* и положение станций, выполненных в зоне интенсивного приливного перемешивания в июле 2003 г.

филла *a*, который играет основную роль в процессе фотосинтеза. При этом концентрации хлорофилла *a* были повышены во всей области интенсивного приливного перемешивания, а не только в зоне фронта. Граница области с относительно высоким содержанием этого пигмента совпадала с положением фронта приливного перемешивания и не зависела от величины и знака горизонтального градиента температуры. Значения концентрации хлорофилла рассчитывались по алгоритму, разработанному для открытых районов океана (тип I). Этот алгоритм не может быть прямо использован для прибрежной зоны (воды типа II). В этом случае можно говорить о фронте в поле распределения хлорофилла *a*, положение которого совпадает с фронтом приливного перемешивания. В середине июля 2003 г на НИС “Академик Опарин” на четырех станциях были выполнены измерения концентрации хлорофилла *a* в зоне приливного перемешивания у Шантарских о-вов. Положение станций показано на рис. 2. Сопоставление судовых и спутниковых данных (сканер SeaWiFS, ИСЗ Seastar, 12–18 июля 2003 г., <http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni>) показало, что спутниковый хлорофилл *a* примерно в 2 раза превышает измеренные значения (1.66, 1.18, 1.02, 1.30 мг/м³ и 0.84, 0.51, 0.60, 0.86 мг/м³, соответственно для станций 1–4). Наблюдаемые различия связаны как с погрешностями стандартного алгоритма атмосферной коррекции, примененного для прибрежных мутных вод (Ruddick et al., 2000), так и с несоответствием алгоритма расчета концентраций хлорофилла *a* реальным биооптическим условиям зоны интенсивного

приливного перемешивания. По спутниковым данным (2002–2007 гг.), среднее содержание хлорофилла *a* в зоне приливного перемешивания (54.3°–55.2° с.ш., 136.5°–138.0° в.д., район, для которого выполнялись расчеты, показан в виде прямоугольника на рис. 2) в летне-осенний период (июль–октябрь) составляло 5.0 мг/м³ (SeaWiFS), или 4.6 мг/м³ (MODIS). На шельфе Охотского моря (55.5°–56.5° с.ш., 139.0°–140.5° в.д., рис. 2) за этот же период времени спутниковые концентрации хлорофилла *a* составляли 1.0 и 0.7 мг/м³ соответственно. Сравнение полученных оценок показывает, что продукция фитопланктона в зоне приливного перемешивания в несколько раз превышает продукцию стратифицированной части охотоморского шельфа.

Гидрологические наблюдения показали (Жабин и др., 1990), что в районе Шантарских о-вов приливное перемешивание приводит к существенному ослаблению и разрушению стратификации. В общем случае отсутствие стратификации должно уменьшать продукцию фитопланктона (уменьшение освещенности с увеличением толщины перемешанного слоя). Основным фактором, который обеспечивает высокую продукцию фитопланктона в зонах интенсивного приливного перемешивания, является регенерация биогенных элементов за счет разложения органического вещества. При этом биогенные элементы “размешиваются” приливыми течениями по всему столбу воды, обеспечивая тем самым условия для развития фитопланктона. Дополнительным источником биогенов для зоны интенсивного приливного перемешивания у Шантарских о-вов

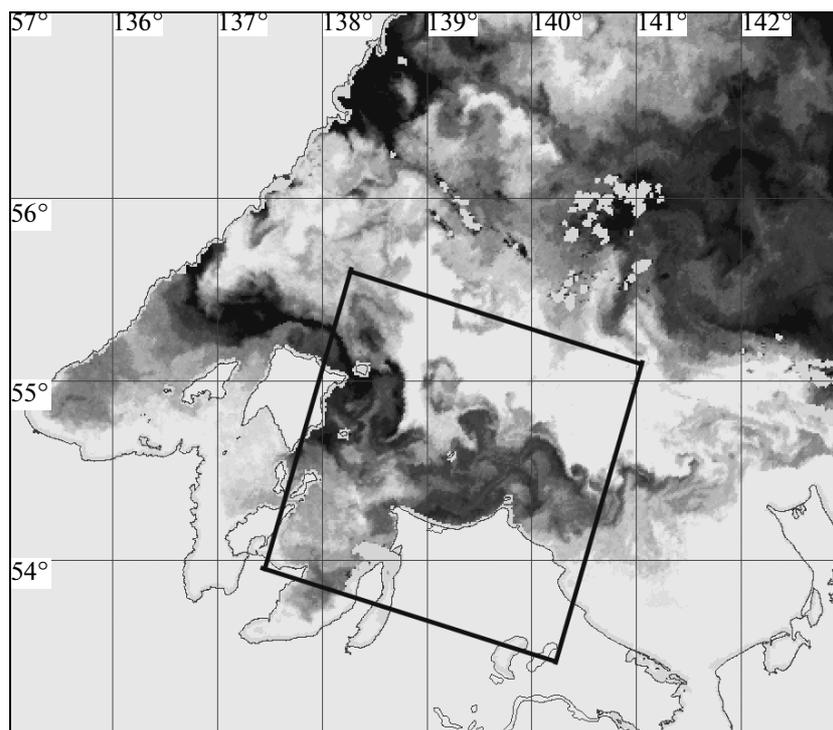


Рис. 3. ИК-изображение района Шантарских о-вов, полученное 20 сентября 2007 г. (NOAA-17 AVHRR). Прямоугольником представлены границы изображения Landsat-5 TM, представленного на рис. 4. Холодным водам соответствует темный тон изображения, теплым – светлый.

является речной сток. Гидрохимические измерения, выполненные в июле 2003 г. (станции 1–4) показали, что средние концентрации фосфатов, силикатов и нитратов на придонном и поверхностном горизонтах в зоне приливного перемешивания отличались незначительно (0.62 и 0.55 мкм, 2.8 и 2.5 и 0.6 и 0.5 мкм соответственно). Для стратифицированной части охотоморского шельфа летом характерны низкие концентрации биогенных элементов в прогретом поверхностном слое и высокое содержание биогенов в придонном холодном слое (шельфовые воды высокой плотности).

ДИНАМИКА ФРОНТА ПРИЛИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

В настоящее время динамика фронтов приливного перемешивания исследована в основном на основе численного моделирования. Результаты моделирования показали (Simpson, 1981), что с фронтом связано геострофическое течение, которое при определенных условиях становится неустойчивым и может генерировать субмезомасштабные бароклинные вихри. Бароклинные вихри могут определять обмен между высокопродуктивными водами зон интенсивного приливного перемешивания и стратифицированной частью шельфа (Badin et al, 2009). Модель показала, что вихревая активность увеличивается по мере уси-

ления вертикальной стратификации в результате летнего прогрева шельфовой зоны. Ветер не оказывает существенного влияния на процесс генерации вихрей на приливных фронтах.

Прямые инструментальные наблюдения динамических процессов в районах фронтов приливного перемешивания практически отсутствуют, что связано в первую очередь с пространственными (~1–10 км) и временными (1–10 сут) масштабами наблюдаемых явлений. Спутниковые данные позволяют получать информацию о поверхностных явлениях, связанных с динамическими процессами в зонах интенсивного приливного перемешивания, и могут быть использованы для проверки результатов, полученных при помощи численного моделирования. Анализ спутниковых снимков в ИК-диапазоне (ИСЗ NOAA-18, рис. 3) показал, что Шантарский фронт является неустойчивым, и на этом фронте могут генерироваться волновые возмущения и вихри. Кроме этого, вихревые структуры наблюдались в западной части Сахалинского залива, где вдольбереговое течение, связанное с фронтом, отделяется от побережья. Анализ спутниковых снимков высокого разрешения позволил в деталях рассмотреть структуру фронта на границе зоны интенсивного приливного перемешивания (ИСЗ Landsat-5, сканер TM, длинноволновый тепловой инфракрасный диапазон спектра, рис. 4). По спутниковым

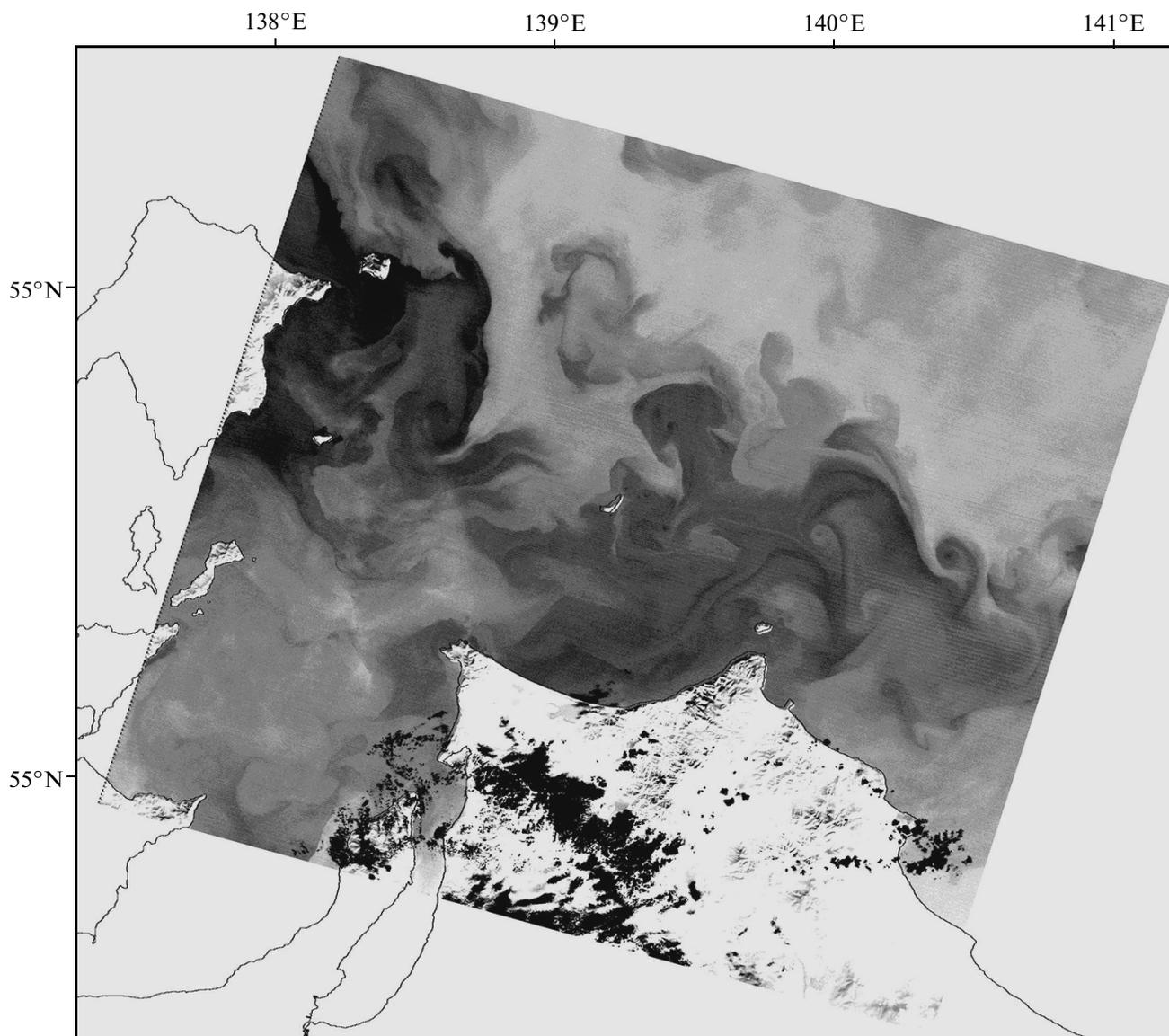


Рис. 4. Изображение района Шантарских о-вов в тепловом диапазоне, полученное 20 сентября 2007 г. (Landsat-5 TM). Холодным водам соответствует темный тон изображения, теплым водам – светлый.

данным, на фронте наблюдаются волновые возмущения (меандры) с длиной волны 15–20 км. Кроме этого, во фронтальной зоне формируются субмезомасштабные вихри, горизонтальный масштаб которых (~5–7 км) соответствует бароклинному радиусу деформации Россби (~3.5 км для стратифицированной части шельфа в районе Шантарских о-вов). Для расчета радиуса деформации использовалось выражение $L_D = (g'h_e)^{0.5}/f$, где f – параметр Кориолиса, $h_e = h_1 h_2 / (h_1 + h_2)$ (h_1 и h_2 – толщина верхнего и нижнего слоя), $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$ – приведенное ускорение силы тяжести (g – ускорение свободного падения, ρ_1 и ρ_2 – плотность верхнего и нижнего слоя). По климатическим данным (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/>),

средняя толщина верхнего и нижнего слоя составляла 10 и 50 м, перепад плотности между слоями $\rho_2 - \rho_1 = 2 \text{ кг/м}^3$ соответственно. Параметр Кориолиса на широте Сахалинского залива равен $1.15 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Результаты расчета радиуса деформации Россби показывают, что наиболее вероятный механизм генерации вихрей – бароклинная неустойчивость фронта приливного перемешивания.

Субмезомасштабные вихри обеспечивают перенос биогенных элементов из зоны интенсивного приливного перемешивания (высокие концентрации биогенов в поверхностном слое) в стратифицированную часть шельфовой зоны. За счет этого процесса в указанной части шельфа, прилегающей к фронту приливного перемешивания, наблюдается повышенная продукция фитопланкто-

на (относительно высокие концентрации хлорофилла *a*, рассчитанные по спутниковым данным).

приливного перемешивания и соседними участками шельфовой зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По спутниковым данным уточнено положение и рассмотрена сезонная изменчивость термического фронта в районе Шантарских о-вов. Показано, что приливное перемешивание является основным структурообразующим процессом в этом районе. Сезонные изменения потока тепла через поверхность приводят к смене знака горизонтального градиента температуры на границах зоны приливного перемешивания, т.е. в период осеннего охлаждения “холодная” зона приливного перемешивания превращается в “теплую”. При этом положение фронта меняется незначительно. Рассмотрено влияние приливного перемешивания на распределение хлорофилла *a*, характеризующего концентрацию фитопланктона на северо-западном шельфе Охотского моря. Установлено, что по концентрации хлорофилла *a* в зоне приливного перемешивания у Шантарских о-вов в несколько раз выше, по сравнению со стратифицированной частью охотоморского шельфа. Приливное перемешивание способно обеспечить поступление биогенных элементов в фотический слой и тем самым поддерживать высокую продуктивность зоны интенсивного приливного перемешивания в летний период. На основе анализа спутниковых данных исследованы динамические процессы в зоне фронта приливного перемешивания у Шантарских о-вов. Установлено, что бароклинные вихри определяют трансфронтальный обмен свойствами между высокопродуктивными водами зоны интенсивного

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жабин И.А., Зуенко Ю.И., Юрасов Г.И.* Поверхностные холодные пятна в северной части Охотского моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 1990. № 5. С. 25–28.
- Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
- Badin G., Williams R.G., Holt T.T., Fernand L.J.* Are mesoscale eddies in shelf seas formed by baroclinic instability of tidal fronts? // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C10021. doi: 10.1029/2009/JC005340. P. 1–18.
- Belkin I.M., Cornillon P.C.* Surface thermal fronts of the Okhotsk Sea // Pacific Oceanogr. 2004. V. 2. № 1–2. P. 6–19.
- Kantha L.H., Tierney C., Lopez J.W. et al.* Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides. 2. Altimetric and geophysical implication // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № C12. P. 25309–25317.
- Kowalik Z., Polyakov I.* Tides in the Sea of Okhotsk. J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 1389–1409.
- Le Provost C., Lyard F.* Energetics of the M2 barotropic ocean tides: an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamic model // Progress in Oceanogr. 1997. V. 40. P. 37–52.
- Nekrasov A.V., Romanenkov P.A.* Impact of tidal power damps upon tides and environmental conditions in the Sea of Okhotsk // Continental Shelf Res. 2010. V. 30. P. 538–552.
- Ruddick K.G., Ovidio F., Rijkeboer M.* Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // Appl. Opt. 2000. V. 39. № 6. P. 897–912.
- Simpson J.H., Hunter J.R.* Fronts in the Irish Sea // Nature. 1974. V. 250. P. 4004–406.
- Simpson J.H.* The shelf-sea fronts: implication of their existence and behaviour. L.: Phil. Trans. R. Soc. 1981. Ser. A. V. 302. P. 531–546.

The Structure of the Shantar Islands Tidal Mixing Front According to Satellite Data

I. A. Zhabin, V. A. Dubina

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

The location and seasonal variability of the tidal mixing front (TMF) around the Shantar Islands were studied using satellite data. The Shantar TMF is the dominant feature of the summer season hydrological structure of the north-western shelf of the Okhotsk Sea. It separates tidally mixed coastal waters from stratified open shelf waters. The TMF appear in July after ice melting when the thermocline is formed, and disappear in the fall (end of October) when the stratification is destroyed. This front showed a marked seasonal cycle and relatively constant position associated to the 50-m isobath. The mean positions are also compared to the distribution of Simpson and Hunter's (1974) tidal mixing parameter (critical value $(lgh/u^3 = 2.5)$). The positions of the TMF are correspond to temperature front. The thermal TMF around the Shantar Islands also is consistent with chlorophyll-*a* front detected by SeaWiFS and MODIS. As the front developed, higher chlorophyll *a* concentrations appeared in the coastal well-mixed water, in contrast to the seasonally-stratified water. Landsat TM infrared images of the TMF show evidence of dynamic instabilities. A mixing effects associated with frontal submesoscale baroclinic eddies bear a strong influence on the structure of the stratified shelf water adjacent to the Shantar Islands.

Keywords: tidal mixing front, baroclinic eddies, chlorophyll *a* distribution, satellite data, NOAA AVHRR, Landsat TM, MODIS, SeaWiFS, Sea of Okhotsk, Shantar Islands

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ MEDITERRANEAN COASTAL ENVIRONMENT (MEDCOAST) 2011

25–29 октября 2011 г. в Греции, на о. Родос, состоялась очередная Международная конференция Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST), проводимая раз в два года по нечетным годам. Как следует из названия, тематика конференции посвящена исследованию прибрежных зон Средиземноморья. Эта конференция была юбилейной – десятой – в череде одноименных конференций и таким образом ознаменовала двадцатилетие усилий, предпринимаемых организаторами и участниками в области комплексного решения проблем прибрежных зон внутренних морей – в общем, и Средиземного и Черного морей – в особенности.

Как правило, конференции MEDCOAST проводятся в непосредственной близости от побережья Средиземного или Черного морей. Предыдущие конференции проходили в Таррагоне (Испания), Кавре (Мальта), дважды в Анталии (Турция), Хаммамете (Тунис), Равенне (Италия), Кушадасах (Турция), Александрии (Египет), Сочи (Россия).

Традиционно конференции принимают от 130 до 170 участников из примерно 26 стран. Особенно большое число участников было отмечено в 1999 г. при работе объединенной конференции MEDCOAST – EMECS (Environmental Management of Enclosed Coastal Seas): около 370 участников из 50 стран приняли участие в этом научном мероприятии. Недавно состоявшаяся конференция оказалась наименее обеспеченной участниками: в ее работе приняло участие лишь 116 ученых из 25 стран. Среди участников, как правило, отмечается определенное количество исследователей из России и стран СНГ, работающих по тематике конференции. В этом году в работе конференции было задействовано около 15 российских участников (из Сочи, Москвы, Геленджика, Ростова и Санкт-Петербурга). Страны Содружества были представлены участниками из Украины.

Тематические секции конференции затронули следующие основные области исследований:

– *прибрежные и береговые зоны и их сохранение*; в секциях этого направления рассматривались физические, океанографические, геологические, геоморфологические, биологические и географические аспекты морских прибрежных зон;

– *комплексное управление прибрежными зонами (КУПЗ)*, включая теоретические основы КУПЗ;

подходы, методы и инструменты его осуществления; юридические, экономические и социальные аспекты КУПЗ; роль правительственных и неправительственных организаций, образовательных технологий и вовлечения общественности при осуществлении КУПЗ;

– *прикладные аспекты управления прибрежными зонами* (сохранение и восстановление прибрежных ландшафтов, охрана водных ресурсов, предотвращение загрязнения водной среды, оценка воздействия на окружающую среду, адаптация к глобальным климатическим изменениям, прибрежная и морская археология);

– *устойчивое развитие (УР) прибрежных акваторий*, включая такие разделы, как потребности и индикаторы УР; пространственное планирование; УР в туризме, рекреации, рыболовстве и морском транспорте;

– *применение моделирования, данных дистанционного зондирования и геоинформационных систем (ГИС) для исследования процессов в прибрежной зоне* (гидродинамические процессы, перенос и аккумуляция отложений, эрозия берегов, повышение уровня моря, функционирование экосистем и пр.).

На этом, последнем, направлении и, в частности, на секции “*Применение данных дистанционного зондирования и ГИС*” мы и сосредоточим наше дальнейшее внимание. Традиционно в этой секции обсуждаются насущные вопросы применения спутниковых данных при исследовании прибрежных зон внутренних морей. Среди них наиболее популярными являются такие темы, как:

- процессы на границе суша–море;
- взаимодействие речных устьев и прибрежной зоны морей;
- исследование динамики прибрежных ландшафтов;
- геоморфологические процессы в береговой зоне;
- классификация и картирование берегов;
- экологический мониторинг фитопланктонных и бентосных сообществ прибрежных экотопов;
- оценка процессов эвтрофикации прибрежных зон и исследование влияния гидрологических процессов на концентрацию пигментов;
- оценка влияния хозяйственной деятельности на состояние прибрежных экосистем;

- сохранение ресурсного потенциала прибрежной зоны;
- подходы к мультисенсорному спутниковому мониторингу прибрежных зон морей;
- наблюдение элементов водной циркуляции в прибрежной зоне по оптическим и инфракрасным спутниковым данным;
- расчет полей мезомасштабных течений по последовательности спутниковых изображений;
- наблюдение тонкой структуры прибрежных течений по данным установленного на берегу радиолокатора;
- уязвимость прибрежной зоны в условиях повышения уровня Мирового океана;
- использование поверхностных пленок как индикаторов геофизических процессов в прибрежной зоне;
- создание баз метеорологических данных для внутренних морей;
- оценка интенсивности судоходства в морских охраняемых акваториях;
- аспекты применения спутниковых данных и ГИС при осуществлении КУПЗ и многие другие.

Доклады на состоявшейся секции репрезентативно отразили сферу интересов конференции – всего было представлено девять докладов. Кратко рассмотрим тематику каждого из них.

В работе (*Alharbi et al.*, 2011) были представлены результаты картирования морских и наземных ландшафтов у побережья Красного моря в районе Аш-Шукайк по данным Landsat ETM+. Проведенные исследования помогли выявить влияние береговой геоморфологии, литологии и тектоники на распределение и перенос отложений в литоральной зоне исследуемого участка побережья.

Исследователями (*Arkhipova, Lychagina*, 2011) была представлена разработанная ими методика моделирования атмосферного загрязнения курортных зон с применением ГИС-технологий. Эта новая методика стала важным звеном в единой геофизической модели рекреационных и территориальных комплексов курортных зон.

Один из докладов был посвящен обсуждению возможностей данных дистанционного зондирования как инструмента для осуществления Интегрированной морской программы Европейского союза (*Barale*, 2011). Примеры, приведенные для акватории Средиземного моря, продемонстрировали, что дистанционное зондирование – идеальный инструмент для осуществления экосистемного подхода при пространственном планировании активности в морских акваториях.

Вопросы эволюции ландшафтов прибрежной зоны вдоль южного побережья Коринфского залива за период 1945–2008 гг. были затронуты в работе (*Chalkias et al.*, 2011). Проведенные исследования

позволили установить, что в сельских районах произошло сокращение площади возделываемых земель, в то время как в смешанных и городских районах, наоборот, отмечалось некоторое увеличение их площади.

Аспектам применения РЛ-данных для мониторинга литоральной зоны немецкого побережья Северного моря была посвящена работа *Gade et al.* (2011). В результате было показано, что применение радиолокационных данных позволило улучшить существующую систему классификации морских отложений в прибрежной зоне, а также сделало возможным впервые осуществление мониторинга устричных поселений по спутниковым данным.

Доклад (*Karimova*, 2011) затрагивал вопросы наблюдения вихревых структур внутренних морей по спутниковым данным. В результате применения радиолокационных изображений Балтийского, Черного и Каспийского морей было исследовано пространственное распределение субмезомасштабных вихрей в этих акваториях, а по инфракрасным и оптическим изображениям Черного моря – распределение нестационарных мезомасштабных вихрей этого бассейна.

Возможности ГИС для осуществления КУПЗ были продемонстрированы в докладе (*Spinu et al.*, 2011) на примере дельты Дуная. Применение разработанных информационных систем оказалось весьма плодотворным в области выявления конфликтов интересов вовлеченных сторон, а также для обеспечения информационной поддержки лиц, принимающих решения, управленцев, ученых и др. задействованных участников.

В докладе (*Helzel et al.*, 2011) были представлены возможности береговой радарной установки “WERA” (WavE RAdar) для измерения прибрежной циркуляции поверхностных вод, параметров волнения и направления приводного ветра. В частности, в работе показано, что получаемые с его помощью данные могут быть чрезвычайно полезными для апробации численных моделей циркуляции, при проведении спасательных и поисковых работ, а также для прогноза распространения загрязнений в случае аварий танкеров или сухогрузов.

Логичным продолжением предыдущего выступления явилась презентация (*Kokkini et al.*, 2011), в которой были показаны результаты обработки данных радара “WERA”, установленного на восточном побережье о. Лемнос для мониторинга течений в районе пр. Дарданеллы. Применение полученных натуральных данных о поверхностной циркуляции в исследуемом районе позволило разработать и апробировать псевдолагранжев метод прогноза распространения пассивных дрейфтеров.

В результате последовавшей за секцией дискуссии были уточнены заинтересовавшие участников детали представленных докладов и намечены пути возможного сотрудничества научных коллективов в данной области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Alharbi O.A., Phillips M.R., Williams A.T., Bantan R.A.* Landsat ETM applications: identifying geological and coastal landforms, SE Red Sea coast, Saudi Arabia // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 985–996.
- Arhipova O., Lychagina Y.* The atmosphere's surface layer pollution: GIS-technologies approach // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 925–932.
- Barale V.* The coastal dimension of maritime spatial planning // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 933–944.
- Chalkias C., Papadopoulos A., Ouilis A., Karymbalis E., Detisis V.* Land cover changes in the coastal peri-urban zone of Corinth, Greece // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 913–923.
- Gade M., Stelzer K., Kohlus J.* SAR data help improving the monitoring of intertidal flats on the German North Sea coast // Proc. Tenth Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 945–955.
- Helzel T., Valentin M., Thomas N.* Coastal radar "WERA": a tool for risk management // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 957–964.
- Karimova S.S.* Satellite observations of eddies in coastal zones // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 965–976.
- Kokkini Z., Zervakis V., Kiriakides S.* Monitoring surface pollutants using WERA HF Radar // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 977–984.
- Spinu A.D., Alexandrov L., Mateescu R.* GIS for coastal and marine environment – an integrated tool for ICZM in Razim Sinoe Lagoon // Proc. 10-th Int. Conf. Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2011), 25–29 October 2011, Rhodes, Greece. Dalyan, Mugla, Turkey, 2011. P. 901–912.

C.C. Каримова