

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ОПТИКИ АТМОСФЕРЫ

ОПТИКО-
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ
АТМОСФЕРЫ

Ответственные редакторы
д-р физ.-мат. наук Г. М. Креков,
д-р геогр. наук В. С. Комаров



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987

УДК 551.501+551.501.7+535.34+535.361

Оптико-метеорологические исследования земной атмосферы.-- Новосибирск: Наука, 1987.

Сборник содержит результаты активного и пассивного оптического дистанционного зондирования атмосферы. Рассмотрены вопросы построения статистически обоснованных моделей ее основных метеополей, методы численного решения обратных задач теории светорассеяния аэрозольными частицами применительно к проблеме дистанционного оптического зондирования атмосферы, вопросы оптимальной обработки эхосигналов и интерпретации оптических наблюдений.

Книга предназначена физикам, метеорологам, разработчикам оптико-электронной аппаратуры.

Р е ц е н з е н т ы И. В. С а м о х в а л о в, В. С. С м и р н о в

0 $\frac{1704050000-764}{042(02)-87}$ 142-87-II

© Издательство «Наука», 1987 г.

ОПЕРАТИВНАЯ ДИСТАНЦИОННАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА АТМОСФЕРА — ОКЕАН ПО ПРОСТРАНСТВЕННЫМ СПЕКТРАМ ИЗОБРАЖЕНИЙ

В. Г. БОНДУР

1. ВВЕДЕНИЕ

Оперативное получение информации о состоянии границы раздела атмосфера — океан имеет важное значение для решения многих научных и прикладных проблем таких, как построение адекватных моделей системы атмосфера — океан, необходимых для создания основ физической теории климата и усовершенствования на ее основе методов краткосрочного и долгосрочного прогнозирования погоды; исследование динамики поверхностного волнения, течений и циркуляционных движений на поверхности океана; изучение взаимодействия поверхностных и внутренних волн; обнаружение нефтяных загрязнений; оптимальная прокладка маршрутов судов и т. п. [1—3].

С развитием дистанционных методов исследования и регулярным использованием советских и американских космических аппаратов серий «Метеор» [5], «Космос» (1076, 1151, 1500), «Интеркосмос-21» [4—6], NOAA, «Geos-3» [7], «Seasat» [8, 9] открылась большая возможность для экспериментального исследования взаимодействия атмосферы и океана в глобальных масштабах. Эксперименты, проведенные с названных космических аппаратов, не только подтвердили принципиальную вероятность исследования Мирового океана из космоса, но и дали первые практические результаты.

Однако огромные потоки данных, поступающих с аппаратуры дистанционного зондирования, крайне затрудняют оперативное получение полезной информации о состоянии границы раздела атмосфера — океан. В связи с этим возникает необходимость разработки новых дистанционных методов, позволяющих преодолеть указанные трудности.

В настоящей работе рассматривается метод оперативной дистанционной оценки состояния пространственной структуры поверхности океана по двумерным Фурье-спектрам и аппаратурная реализация этого метода.

2. СПЕКТРАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Главной особенностью поверхностного волнения является его случайный характер. Поэтому наиболее полное статистическое описание такого процесса дает функция распределения каких-либо элементов волны, например, смещений поверхности $\varepsilon(x, y, t)$ или их градиентов $\nabla \varepsilon_x = \partial \varepsilon(x, y, t) / \partial x$, $\nabla \varepsilon_y = \partial \varepsilon(x, y, t) / \partial y$, совпадающих в линейном приближении с углами наклона θ морских волн [10].

Экспериментальные исследования показали, что закон распределения возвышений или уклонов с достаточной точностью можно считать нормальным [11, 12]. Вследствие этого для описания поверхностного волнения могут использоваться пространственно-частотные спектры возвышений $\Psi_\varepsilon(k_x, k_y, \omega)$, или уклонов $\Psi_\theta(k_x, k_y, \omega)$, где k_x, k_y — волновые числа, а ω — циклическая частота. Спектральное описание поверхностного волнения получило широкое распространение в физической океанографии [13]. Это связано с тем, что исследование энергетических спектров Ψ_ε и Ψ_θ позволяет, с одной стороны, получать достаточно полную информацию о случайных полях $\varepsilon(x, y, t)$ и $\nabla \varepsilon(x, y, t)$ и, с другой — анализировать физическую природу волновых явлений, так как спектры соответствуют распределению энергии по частотам и волновым числам.

В настоящее время наибольшее количество экспериментальных данных о спектрах волнения получено путем контактных измерений. Такие измерения дают частотные спектры возвышений $\Psi_\varepsilon(\omega)$, характеризующие колебания поверхности океана в фиксированной точке. Для энергопесущей и частично высокочастотной областей спектра возвышений развитого волнения наиболее часто используется эмпирическая зависимость, найденная на основании аппроксимации результатов международного эксперимента IONSWAP [14], проводимого в Северном море при скоростях ветра $3 \div 11$ м/с:

$$\Psi_\varepsilon(\omega) = \Psi_\varepsilon^{\text{П-М}}(\omega) A^{\text{expB}}, \quad (1)$$

где

$$\Psi_e^{\Pi-M}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left[-0,74\left(\frac{W\omega}{g}\right)^{-1}\right] \quad (2)$$

— эмпирический частотный спектр возвышений Пирсона — Московитца [15]; $\alpha = 8,1 \cdot 10^{-3}$ — экспериментальная константа; $A = 0,33$ — параметр, описывающий увеличение спектрального максимума над величиной максимума в спектре Пирсона — Московитца; $B = -(\omega - \omega_{max})^2/2C^2\omega_{max}^2$ — множитель, формирующий очертание спектра в области энергонесущего пика:

$$C = \begin{cases} C_1 = 0,07 & \text{при } \omega \leq \omega_{max}, \\ C_2 = 0,09 & \text{при } \omega > \omega_{max} \end{cases}$$

— параметр, определяющий ширину спектрального максимума; $\omega_{max} = \beta g/W$ — частота, соответствующая спектральному максимуму; $\beta = 0,88$ — константа; g — ускорение свободного падения; W — скорость ветра на высоте 19,5 м над средним уровнем поверхности океана.

Частотные спектры (1) и (2) не содержат информацию о распределении энергии элементов волн в зависимости от направления.

Используя дисперсионное соотношение для гравитационных волн на глубокой воде ($kh \geq \frac{\pi}{2}$, где h — глубина) [10],

$$\omega^2 = gk, \quad (3)$$

из зависимостей (1) и (2) можно получить выражения для оценки одномерных пространственных спектров возвышений:

$$\Psi_e(k) = \Psi_e^{\Pi-M}(k) A^{\exp D}, \quad (4)$$

где

$$\Psi_e^{\Pi-M}(k) = \frac{1}{2} \alpha k^{-4} \exp\left[-0,74\left(\frac{kW^2}{g}\right)^{-1}\right] \quad (5)$$

— пространственный спектр возвышений Пирсона — Московитца; $D = (k^{1/2} - k_{max}^{1/2})^2/2C^2k_{max}$. (6)

Здесь $k_{max}^{(e)} = \gamma_e g/W^2$

— волновое число, соответствующее спектральному максимуму; $\gamma_e = 0,61$ — константа.

В первом приближении спектр уклонов связан со спектром возвышений соотношением

$$\Psi_\theta(k) = k^2 \Psi_e(k). \quad (7)$$

Учитывая (7), из выражения (4) и (5) можно получить

$$\Psi_\theta(k) = \Psi_\theta^{\Pi-M}(k) A^{\exp D}, \quad (8)$$

где

$$\Psi_{\theta}^{\text{П-М}}(k) = \frac{1}{2} \alpha k^{-2} \exp \left[-0,74 \left(\frac{kW^2}{g} \right)^{-2} \right] \quad (9)$$

— пространственный спектр уклонов Пирсона — Московица.

Из формулы (9) может быть определено волновое число, соответствующее максимуму спектра уклонов

$$k_{\max}^{(\theta)} = \gamma_{\theta} g W^2, \quad (10)$$

где $\gamma_{\theta} \approx 0,86$ — константа.

В работах В. Е. Захарова и М. М. Заславского (см., например, [16]) на основании слаботурбулентной теории из общего кинетического управления для спектра ветровых волн на глубокой воде в горизонтально неоднородном и нестационарном случае получено следующее теоретическое выражение для двухпараметрической аппроксимации пространственного спектра модулей волновых чисел (не зависящего от направления v):

$$\Phi(k) = \int \Psi_e(k, v) k dv = a p^{1/3} k^{-7/3} \theta_s(k/k_{\max}) \quad (11)$$

при $k < k^+, \quad 2k_{\max}$,

где $a \approx 0,83$ — безразмерный коэффициент пропорциональности, зависящий от углового распределения энергии в окрестности спектрального максимума; p — поток волнового действия в длинноволновую часть спектра из коротковолновой области начиная с $k > k^+ = 4 \div 6$;

$$\theta_s(k, k_{\max}) = \begin{cases} 1 & \text{при } k \geq k_{\max}, \\ 0 & \text{при } k < k_{\max} \end{cases}$$

— слаборазмазанная функция Хевисайда.

Используя экспериментальные данные, авторы работы [16] установили, что допустимо приближение постоянства потока действия

$$\tilde{p} = pg^2 W^4 = \tilde{p}^+ = \tilde{p}^- \approx 1,4 \cdot 10^{-8}, \quad (12)$$

при котором удается учесть эффекты взаимодействия волн с ветром и дрейфовыми течениями. С учетом (12) выражение (11) удалось свести к однопараметрической аппроксимации

$$\Phi(k) = 0,93 \cdot 10^{-8/3} \cdot W^{1/3} g^{-2/3} k^{-7/3} \theta_s(k/k_{\max}). \quad (13)$$

Такое приближение позволило выразить основные интегральные динамические характеристики ветровых волн через волновое число спектрального максимума [16]:

— безразмерный импульс

$$\tilde{m} = \frac{mg^2}{W^4} \approx 2,4 \cdot 10^{-3} \tilde{k}_{\max}^{-5/6}; \quad (14)$$

— безразмерную энергию

$$\tilde{e} = \frac{eg^2}{W^4} \approx 1,5 \cdot 10^{-3} \tilde{k}_{\max}^{-4/3}; \quad (15)$$

— безразмерное действие

$$\tilde{n} = \frac{ng^2}{W^5} \approx 1,1 \cdot 10^{-3} \tilde{k}_{\max}^{-11/6}, \quad (16)$$

где $\tilde{k}_{\max} = k_{\max} W^2/g$; m , e , и n — нормированы на ρg ; ρ — плотность, а также зависимость от k_{\max} характерного наклона энергонесущих компонент волнения.

$$e_m = e^{1/2} k_{\max} \approx 3,9 \cdot 10^{-2} \tilde{k}_{\max}^{1/3}. \quad (17)$$

Разработанная в [16] теория позволяет достаточно хорошо описывать качественную эволюцию спектра ветрового волнения, однако теоретические аппроксимации (11) и (13) не всегда подтверждаются экспериментальными данными. В частности, это относится к параметру наклона высокочастотной части спектра.

Из соотношений (6), (10), (14) — (17) видно, что, определив волновое число спектрального максимума, можно оценить скорость приповерхностного ветра, основные интегральные динамические характеристики ветровых волн и наклон энергонесущих компонент волнения. Перечисленные данные могут служить полезным материалом для анализа в прогностических и климатических моделях общей циркуляции атмосферы и океана [1].

Следует отметить, что экспериментальных измерений спектров волнения (особенно пространственных) крайне мало. Имеющиеся данные получены только для отдельных районов океана и при ограниченном диапазоне изменения условий наблюдения. В связи с этим до настоящего времени нет полной ясности по ряду важных вопросов физической природы волнения. Например, неизвестно, насколько штормовые волны и крупная зыбь отличаются от свободных волн, не установлено, за счет каких физических механизмов создается угловая ширина пространственных спектров, не установлены механизмы, обусловливающие развитое нерегулярное волнение — супой и т. п. [2]. Вот почему необходима разработка новых эффективных методов экспериментального исследования спектров поверхности волнения.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Одним из перспективных методов получения информации о состоянии границы раздела океан — атмосфера является пространственный спектральный анализ изображений поверхности океана, полученных в оптическом (в частности, видимом) диапазоне спектра электромагнитных волн [17—21].

При формировании изображений интенсивность излучения, регистрируемого дистанционной аппаратурой в фиксированный момент времени в заданном спектральном диапазоне, можно представить в виде

$$I(x, y) = I^{(1)}(x, y) + [I^{(2)}(x, y) + I^{(3)}(x, y)] T_a, \quad (18)$$

где $I^{(1)}(x, y)$ — составляющая интенсивности, обусловленная рассеянием в атмосфере в направлении приемника; $I^{(2)}(x, y)$, $I^{(3)}(x, y)$ — составляющие излучения, обусловленные отражением поверхностью океана и рассеянием водной толщи; T_a — функция пропускания атмосферы.

Интенсивность излучения, рассеянного атмосферой, при небольших углах поля зрения аппаратуры можно считать постоянной величиной

$$I^{(1)}(x, y) = I^{(1)} = \text{const}. \quad (19)$$

Интенсивность излучения, отраженного взволнованной поверхностью океана, можно определить по формуле

$$I^{(2)}(x, y) = R(\beta) I^{\text{пад}}(\theta, \alpha, z_0), \quad (20)$$

где $R(\beta)$ — коэффициент отражения Френеля; $\beta = \beta(x, y)$ — угол падения лучей, отраженных в направлении датчика; $I^{\text{пад}}(\theta, \alpha, z_0)$ — интенсивность падающего излучения небосвода; $\theta = \theta(x, y)$ — угол между направлением падающих лучей, пришедших после отражения на приемник, и вертикалью; $\alpha = \alpha(x, y)$ — азимутальный угол относительно направления на Солнце; z_0 — зенитный угол Солнца.

Составляющая интенсивности $I^{(3)}(x, y)$ может быть представлена в виде

$$I^{(3)}(x, y) = [1 - R(\beta)] I^{(0)}(x, y), \quad (21)$$

где $I^{(0)}(x, y)$ — интенсивность восходящего излучения, падающего на поверхность океана снизу.

Раскладывая (18) в каждой точке пространства (x, y) в ряд Тейлора по степеням градиентов (уклонов) поверхности $\nabla e_x = \partial e(x, y)/\partial x$, $\nabla e_y = \partial e(x, y)/\partial y$, для первых членов разложения можно получить

$$I(x, y) = I^{(1)} + \left[I_0(x, y) + I_1(x, y) \frac{\partial e(x, y)}{\partial x} + I_2(x, y) \frac{\partial e(x, y)}{\partial y} \right] T_a, \quad (22)$$

где $I_0(x, y)$ — составляющая интенсивности, не зависящая от уклонов, а $I_1(x, y)$, $I_2(x, y)$ — флуктуационные составляющие.

Осуществляя Fourier-преобразование над двумерным полем интенсивности (22), зарегистрированным дистанционной аппаратурой, можно получить двумерный спектр изображения, несущий информацию об уклонах поверхностных волн. Такая операция может быть легко осуществлена с помощью когерентного оптического процессора [18, 22], распределение амплитуд света на выходе которого соответствует энергетическому спектру изо-

бражения:

$$S(k_{x_\Phi}, k_{y_\Phi}) = K(\lambda F)^{-2} \left| \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} I(x_\Phi, y_\Phi) A(x_\Phi, y_\Phi) \times \right. \\ \left. \times \exp[-2\pi i/\lambda F (x_\Phi k_{x_\Phi} + y_\Phi k_{y_\Phi})] dx_\Phi dy_\Phi \right|^2. \quad (23)$$

Здесь λ — длина волны лазерного света; F — фокусное расстояние фурье-объектива; $A(x, y)$ — амплитуда падающей световой волны; K — константа.

Связь спектров изображений (23) со спектром волнения может быть выражена в виде зависимости

$$S(\vec{k}) = \tilde{W}(\vec{k}) \Psi(\vec{k}), \quad (24)$$

где $\Psi(\vec{k})$ — двумерный спектр уклонов или возвышений и $\tilde{W}(\vec{k})$ — оператор перехода, зависящий от углового распределения яркости небосвода, условий наблюдения, характеристик аппаратуры и т. д.

Определение общего вида оператора $\tilde{W}(\vec{k})$ представляет собой сложную задачу, однако при некоторых допущениях она может быть решена [19—21, 23, 24].

В соответствии с [23] спектр поля интенсивности без учета влияния атмосферы может быть представлен следующим образом:

$$S(\vec{k}) = S^{(2)}(\vec{k}) + S^{(3)}(\vec{k}) + S^{(23)}(\vec{k}), \quad (25)$$

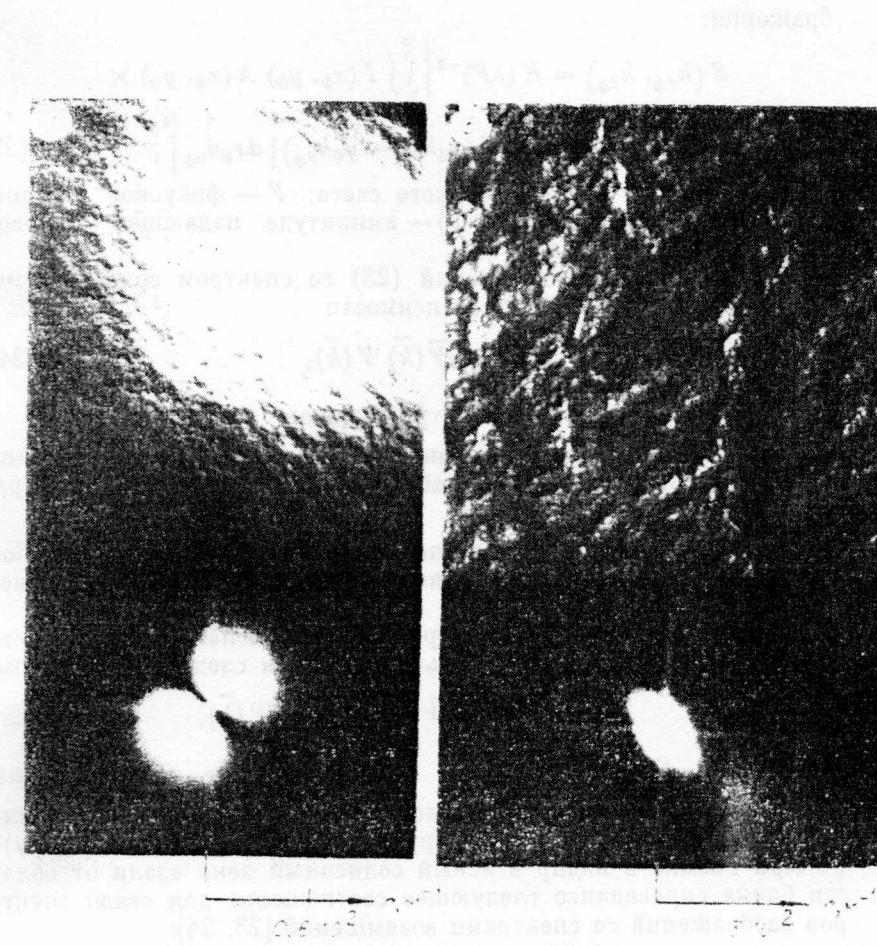
где $S^{(2)}(\vec{k})$, $S^{(3)}(\vec{k})$ — спектры, соответствующие составляющим $I^{(2)}(x, y)$, $I^{(3)}(x, y)$ поля интенсивности (18); $S^{(23)}(\vec{k})$ — взаимный спектр, обусловленный корреляцией $I^{(2)}(x, y)$ и $I^{(3)}(x, y)$.

При съемке в падир в ясный солнечный день вдали от области блока справедливо следующее соотношение для связи спектров изображений со спектрами возвышений [23, 24]:

$$S(\vec{k}) = \left\{ 4R^2 (\nabla \overline{I^{\text{пад}}})^2 + \left[\frac{E_\odot R (1-R)^2 \sigma \chi(\pi) (m-1)}{4\pi m^3} \right]^2 (M_s^2 + M_c^2) \times \right. \\ \left. \times k^4 + \frac{E_\odot R (1-R)^2 \sigma \chi(\pi) (m-1)}{2\pi m^2} (\nabla \overline{I^{\text{пад}}})^2 \right\} \Psi_e(\vec{k}), \quad (26)$$

где $\nabla \overline{I^{\text{пад}}}$ — проекция на горизонтальную плоскость градиента интенсивности излучения небосвода в точке, зеркальной по отношению к точке наблюдения; E_\odot — освещенность поверхности океана прямыми солнечными лучами; σ — коэффициент рассеяния воды; $\chi(\pi)$ — значение индикатрисы рассеяния в направлении назад; m — коэффициент преломления воды;

$$M \begin{pmatrix} s \\ c \end{pmatrix} = \int_0^\infty h \Phi^2(k, h) \frac{\sin(\frac{\Delta n}{m} \vec{k} h)}{\cos(\frac{\Delta n}{m} \vec{k} h)} dh,$$



$\phi(k, h)$ — функция, описывающая рассеивательные свойства воды, пропорциональная спектру поперечного распределения освещенности на глубине h для первоначального узкого светового пучка, $\Delta\mu$ — проекция на горизонтальную плоскость разности единичных векторов падающих солнечных лучей и направления излучения.

Учитывая изложенное, представляется возможным использовать пространственные спектры изображений, полученных путем когерентной оптической обработки, для исследования спектров волнения.

4. ПРИМЕРЫ ОПТИЧЕСКОЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ИЗОБРАЖЕНИЙ

На рис. 4 в качестве примера приведены четыре фрагмента аэрофотоснимков морской поверхности и соответствующие им двумерные пространственные спектры, полученные путем коге-

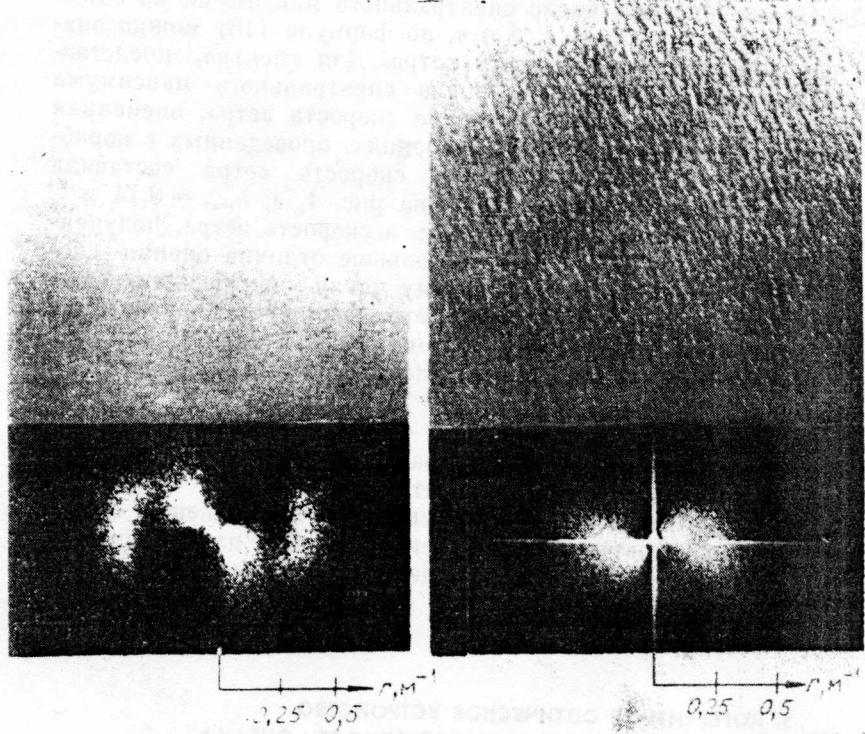


Рис. 1. Изображения морской поверхности и их двумерные пространственные спектры.

рентной оптической обработки. Для обработки применялся когерентный оптический процессор, описанный в [18, 22]. На рис. 1, а, б представлены высокочастотные спектры (съемка с высоты 100 м). Для спектра, полученного в области блика (рис. 1, а), характерно наличие темной полосы, обусловленной отсутствием резких световых контрастов в направлении, ортогональном направлению на Солнце. Такой эффект отмечался и в [18]. При отсутствии блика спектр изображения имеет форму эллипса, ориентированного по направлению распространения воли, что свидетельствует об анизотропии спектра ряби.

При съемке с больших высот пространственные спектры снимков отображают спектры низкочастотных гравитационных волн. На рис. 1, в представлено изображение морской поверхности, снятное с высоты 7000 м, и соответствующий ему пространственный спектр. Как видно из рисунка, двумерный спектр имеет две несвязанные области, соответствующие двум системам волн — низкочастотным волнам зыби и более высокочастотному ветровому волнению. На рис. 1, г приведено изображение, полученное с такой же высоты, при других гидрометеорологических условиях.

Двумерный спектр этого снимка имеет четыре максимума, соответствующих двум системам волн. На всех изображениях спектров показан масштаб волновых чисел.

Определив волновое число спектрального максимума по снимкам, приведенным на рис. 1, б и в, по формуле (10) можно оценить скорость приповерхностного ветра. Для спектра, представленного на рис. 1, в, волновое число спектрального максимума ветровых волн составляет $0,35 \text{ м}^{-1}$, а скорость ветра, оцененная по формуле (10), $\sim 5 \text{ м/с}$. При измерениях, проведенных с кораблем, участвующим в эксперименте, скорость ветра составила $5,6 \text{ м/с}$. Для спектра, приведенного на рис. 1, г, $k_{\max} = 0,14 \text{ м}^{-1}$, оценка по формуле (10) $W \approx 7,8 \text{ м/с}$, а скорость ветра, полученная с корабля, — 8 м/с . Несколько большее отличие оценки скорости ветра, полученной по волновому числу спектрального максимума для рис. 1, в, от скорости ветра, измеренной с корабля, может быть связано с тем, что формула (10) справедлива для полностью развитого волнения, а эксперимент проводился при развивающемся волнении.

Определив k_{\max} по формулам (14) — (17), легко оценить основные интегральные динамические характеристики и характеристики наклона энергонесущих компонент волнения.

Кроме того, анализ двумерных спектров изображений позволяет оценивать угловую ширину спектров, а при измерении распределения интенсивности на выходе оптического процессора с использованием оператора перехода (24), (26) — спектры возвышений или уклонов.

5. КОГЕРЕНТНОЕ ОПТИЧЕСКОЕ УСТРОЙСТВО ФОРМИРОВАНИЯ СПЕКТРОВ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Для оперативного получения информации о пространственных спектрах поверхности океана по оптическим фурье-спектрам изображений на борту летательных аппаратов необходимо решить проблему оперативного переноса изображений на когерентную несущую. Для этого могут использоваться оптически-управляемые транспаранты (ОУТ) — пространственные модуляторы света на основе структуры металл — диэлектрик — полупроводник — жидкокристалл (МДП — ЖК) [27]. Модуляция света в таком транспаранте основана на гибридном электрическом эффекте в нематическом жидкокристалле (смесь ЖК 654 [28]). Пространственный модулятор на основе структуры МДП — ЖК обладает достаточно высокими информационными характеристиками [29]: разрешение (по полуспаду частотно-контрастной характеристике) $\sim 30 \text{ мм}^{-1}$, а при сопряжении с электронно-оптическим преобразователем (ЭОП) $\sim 25 \text{ мм}^{-1}$; быстродействие $\sim 3 \text{ мс}$; чувствительность с ЭОП $\sim 10^{-7} \text{ Вт/см}^2$. При использовании ОУТ в когерентном оптическом спектроанализаторе в выходной плоскости устройства обеспечивается отношение сигнал-шум $\sim 10 \text{ дБ}$,

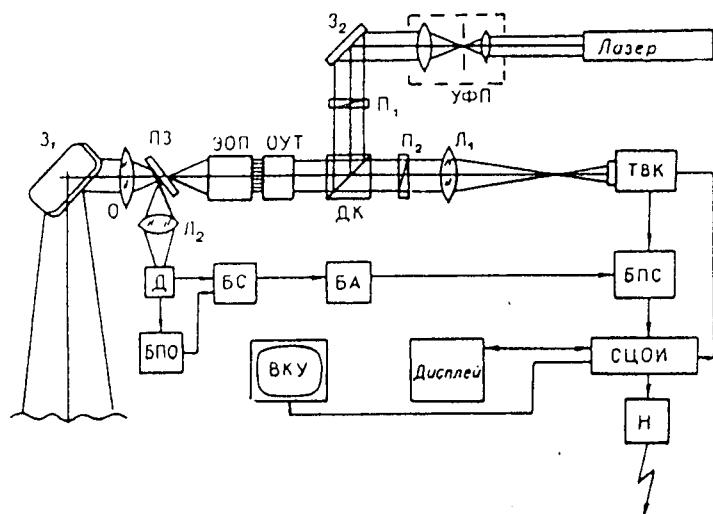


Рис. 2. Структурная схема дистанционного устройства оперативной оценки состояния границы раздела атмосфера — океан.

а разрешающая способность, ограничиваемая рассеянием считываемого излучения в жидкокристаллическом слое, $\sim 0,5 \text{ мм}^{-1}$.

На рис. 2 представлена схема бортового устройства для оперативного исследования пространственных спектров границы раздела океан — атмосфера [30]. Сканирующее зеркало З обеспечивает просмотр подстилающей поверхности поперек трассы полета. Объектив О формирует изображение участка поверхности на фотокатоде ЭОП, сопряженного с ОУТ с помощью волоконно-оптической шайбы. Использование ЭОП позволяет производить исследование при низких уровнях освещенности поверхности океана. Считывание изображения с ОУТ производится параллельным пучком излучения гелий-неонового лазера, сформированного устройством формирования пучка (УФП) и спроектированным на ОУТ с помощью зеркала З и светоотделительного кубика ДК. В связи с тем, что при формировании спектров с использованием ОУТ на основе нематических жидкокристаллов предпочтительна фазовая модуляция света [29], в оптической схеме устанавливаются два поляризатора. Поляризатор Π_1 используется для улучшения степени поляризации лазерного излучения, а поляризатор Π_2 используется для подавления составляющих считающего излучения, не прошедшего через светомодулирующий слой и соответственно не изменивших ориентации плоскости поляризации. Пространственные спектры формируются линзой L_1 и считаются телевизионной камерой на основе ПЗС-структур. Видеосигналы поступают в систему цифровой обработки (СЦОИ), в которой они преобразуются в цифровую форму и анализируются в бортовой ЭВМ.

В случае работы с оператором предусматривается возможность отображения результатов обработки на экранах дисплея и видеоконтрольного устройства (ВКУ). Результаты обработки записываются в бортовом накопителе (Н) и могут сбрасываться на наземные пункты обработки информации.

Как указывалось выше, двумерные спектры, формируемые пассивной оптической системой, зависят от характера освещенности поверхности океана. Поэтому в описываемом устройстве предусматривается возможность адаптации к изменяющимся условиям наблюдения. Это особенно важно при исследовании процессов взаимодействия внутренних и поверхностных волн, а также при обнаружении загрязнений поверхности океана нефтью [18, 26]. Для учета изменяющихся условий наблюдения часть входного излучения после объектива О отбирается с помощью полуупрозрачного зеркала (НЗ) и проецируется линзой L_2 на измеритель освещенности (Д). Каждая зафиксированная величина освещенности сравнивается в блоке сравнения (БС) с опорным значением из блока оперативной памяти освещеностей (БПО). В этом блоке хранятся значения освещеностей, отличающиеся друг от друга на величину, большую некоторого порогового уровня. В системе цифровой обработки происходит сравнение текущих спектров поверхности океана с опорными спектрами, хранящимися в блоке оперативной памяти спектров (БПС). Выбор опорных спектров осуществляется с помощью блока адресации (БА) с учетом значений освещенности соответствующих участков поверхности. На наземные пункты может сбрасываться вся информация о двумерном пространственном спектре, а также результаты оперативного анализа на ЭВМ основных его характеристики: направление вытянутости, свидетельствующее о направлении распространения волн; количество спектральных максимумов, позволяющее определить число систем волн; волновое число спектрального максимума, обеспечивающее оперативную оценку скорости ветра по формуле (10), а также основные интегральные динамические характеристики волнения по формулам (14) – (16); угловая ширина пространственного спектра и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

1. Физика океана. Гидрофизика океана.— М.: Наука.— 1978.— Т. 1.— 455 с.
2. Монин А. С. О задачах исследования поверхности океана//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1985.— Т. 21, № 1.— С. 3—11.
3. Федоров К. И. Спутниковые методы и развитие современных представлений о динамике океана//Исследование Земли из космоса.— 1984.— № 4.— С. 3—13.
4. Нелено Б. А., Терехин Ю. В., Косырев В. К., Хмыров Б. Е. Спутниковая гидрофизика.— М.: Наука, 1983.— 254 с.
5. Кондратьев К. Я., Миньев Д. И. Окружающая среда и природные ресурсы по наблюдениям из космоса//Исследование Земли из космоса.— 1984.— № 2.— С. 3—14.
6. Калмыков А. И., Ефимов В. Б., Кавелин С. С. и др. Радиолокационная система ИСЭ «Космос-1509»//Исследование Земли из космоса.— 1984.— № 5.— С. 84—93.

7. Кондратьев К. Я. Опыт спутниковых океанографических исследований в США. II. «GEOS-3» // Исследование Земли из космоса. — 1980. — № 6. — С. 107—112.
8. Кондратьев К. Я. Опыт спутниковых океанографических исследований в США. I. «SEASAT» // Исследование Земли из космоса. — 1980. — № 5. — С. 109—116.
9. Beal R. C., Tilley D. G., Monaldo F. M. Large- and smallscale spatial evolution of digitally processed ocean wave spectra from SEASAT synthetic aperture radar // J. Geophys. Res. — 1983. — V. 88, NC3. — P. 1761—1778.
10. Физика океана. Гидродинамика океана. — М.: Наука, 1978. — Т. 2. — 455 с.
11. Kinsman R. Wind waves their generation and propagation on the ocean surface. — N. Y., 1965. — 676 p.
12. Cox C. S., Munk W. H. Statistics of the sea surface from derived from sea glitter // J. Marine Res. — 1954. — V. 13, N. 2. — P. 198—227.
13. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 255 с.
14. Hasselmann K., Barnett T. P., Bouws E. e. a. Measurement of Windwave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (JONSWAP) // Dtsch. Hydrogr. Z. — 1973. — N. 12. — P. 1—95.
15. Pierson W. J., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed Wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodsky // J. Geophys. Res. — 1964. — V. 69, N. 24. — P. 5081—5120.
16. Захаров В. Е., Заславский М. М. Зависимость параметров волн от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона в слаботурбулентной теории ветровых волн // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1983. — Т. 19, № 4. — С. 436—455.
17. Загородников А. А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 324 с.
18. Бондур В. Г., Воляк Р. И. Оптический пространственный спектральный анализ изображений морской поверхности // Исследования по гидрофизике / Труды ФИАН. — М., 1984. — Т. 156. — С. 63—78.
19. Stilwell D. Directional energy spectra of the sea from photographs // J. Geophys. Res. — 1979. — V. 74, N. 8. — P. 1974—1986.
20. Kasevich R. S., Tong Ch.-H., Henriksen W. Analysis and optical processing of sea photographs for energy spectra // IEEE Trans. Geosci. Electron. — 1972. — NGE-10. — P. 51—58.
21. Monaldo F. M., Kasevich R. S. Daylight imagery of ocean surface waves for Wave spectra // J. Phys. Oceanography. — 1981. — V. 11. — P. 272—283.
22. Бондур В. Г., Кулешов Ю. П., Савин А. И. Комплекс оптико-цифровой обработки аэрокосмических изображений с высоким информационным содержанием // Материалы VIII симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. — Томск, 1985.
23. Лучинин А. Г. Об интерпретации спектров аэрофотографий морской поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1984. — Т. 20, № 4. — С. 331—334.
24. Титов В. И. Определение спектра волнения моря путем спектрального анализа аэрофотоснимков // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1982. — Т. 18, № 2. — С. 215—216.
25. Лучинин А. Г. О спектре флюктуации яркости естественного светодного поля, выходящего из-под взвешиванной морской поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1982. — Т. 18, № 5. — С. 558—562.
26. Арумов Г. П., Бондур В. Г., Попов А. Е. и др. Пространственный спектральный анализ радиолокационных и фотозображений морской поверхности при наличии нефтяных загрязнений. — М., 1981. — 19 с. — (Препринт АН СССР. Ин-т космических исследований; 616).
27. Нарфенов А. В., Компанец И. И., Попов Ю. М. Пространственная модуляция света в фоточувствительных структурах МДП с жидким кристаллом // Квантовая электроника. — 1980. — Т. 7, № 2. — С. 200—208.
28. Котов Е. И., Савостьянов В. И. Кристаллические материалы для индикаторов // Электронная промышленность. — 1982. — № 5. — С. 7—17.
29. Берестнев С. П., Бондур В. Г., Данилов Ю. И. и др. Информационные характеристики структуры металлы — диэлектрик — полупроводник

- жидкий кристалл с волоконно-оптическим входом// Радиотехника и электроника.— 1985.— № 6.— С. 819—824.
30. Берестнев С. П., Бондар В. Г. Устройство для дистанционного обнаружения аномалий пространственной структуры подстилающей поверхности// А. с. № 1000074. 2.12.1982.