

В.В. Веретенников, С.В. Логинов, С.М. Сакерин

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ ИЗ ЯРКОСТИ ФОНА МОРСКОГО ГОРИЗОНТА

Описана методика интерпретации яркости фона морского горизонта для оперативного определения коэффициента ослабления воздуха. Получены оценки точностных характеристик и приведены результаты обработки натуральных экспериментов в сравнении с базовыми измерениями прозрачности атмосферы.

Необходимость получения более полных данных по оптике «морского» аэрозоля и развитие технических средств для оперативного определения степени замутнения атмосферы (прозрачности или метеорологической дальности видимости) стимулировали разработку методов зондирования, пригодных для применения в морских условиях. Как показали проведенные ранее исследования [1], достаточно эффективным для морских условий является метод определения горизонтальной прозрачности по степени размытия линии горизонта. Техническая реализация метода в специальном измерителе со встроенным микропроцессором позволила применить более эффективную по сравнению с приведенной в [1] методику интерпретации измерительной информации для восстановления искомого параметра из углового распределения яркости фона морского горизонта. В настоящем сообщении дается краткое описание использованной методики и приведены оценки, характеризующие эффективность ее применения в зависимости от условий проведения эксперимента.

Исходным уравнением для решения задачи является уравнение дистанционного пассивного зондирования, описывающее яркость фона на горизонте и ниже его, которое с учетом сферичности Земли и рефракции можно записать в виде [1]:

$$B(\varphi) = B_m(\varphi) \exp[-\alpha l(\varphi)] + B_0[1 - \exp[-\alpha l(\varphi)]]; \quad (1)$$

$$l(\varphi) = R\varphi + (2Rh)^{1/2} - [(R\varphi)^2 + 2R\varphi \sqrt{2Rh}]^{1/2}, \quad (2)$$

где $l(\varphi)$ — расстояние до морской поверхности при угле визирования φ ; α — средний по трассе коэффициент ослабления света в атмосфере над морем; h — высота точки наблюдения; $R = R_0(1-k)$; R_0 — средний радиус Земли; k — средний коэффициент рефракции; B_0 — яркость неба непосредственно над линией горизонта; $B_m(\varphi)$ — собственная яркость морской поверхности, в общем случае не известная.

Для восстановления коэффициента ослабления α по измерениям яркости фона $B(\varphi)$ (1) необходимо доопределить задачу, представив параметрически зависимость $B_m(\varphi)$. В [2] показано, что яркость моря в области угла зондирования $\varphi \lesssim 3^\circ$ можно описать эмпирической формулой

$$B_m(\varphi) = \gamma B_0[1 - \exp(-\beta\varphi)], \quad (3)$$

с неопределенными параметрами γ и β . При этом открывается возможность совместной оценки прозрачности атмосферы и собственной (не искаженной атмосферой) яркости моря в соответствии с угловой зависимостью (3). Эта задача также представляет интерес для исследования возможности дистанционного определения характера волнения и приводной скорости ветра, влияющих на яркость моря при скользящих углах наблюдения. Теоретической основой интерпретации измерений (1) может служить метод наименьших квадратов, или оптимальной параметризации, развитый в [3]. Применительно к поставленной задаче основные положения методики [3] сводятся к следующему.

Яркость фона морского горизонта рассматривается как функция неизвестных параметров $\{\alpha, \beta, \gamma\}$, принадлежащих пространству P , а множество этих функций образует параметрическое семейство U с областью определения P . Интерпретацию совокупности угловых измерений $B_j^* = B^*(\varphi_j)$ ($j = 1, 2, \dots, n$) можно рассматривать как определение некоторой точки $p^* \in P$, координаты которой удовлетворяют системе нелинейных уравнений $B(\varphi_j, p) = B_j^*$, а в качестве приближенного решения задачи рассматривать точку p^* , обеспечивающую наилучшее приближение функциями семейства U массива данных $\{B_j^*\}$. Это достигается за счет минимизации квадратичного функционала

$$\Phi(p) = \sum_{j=1}^n q_j [B(\varphi_j, p) - B_j^*]^2 \quad (4)$$

в области P . Весовые коэффициенты q_j в (4) связаны с погрешностью j -го измерения σ_j^2 , где σ_j^2 — дисперсия погрешности в j -м измерении. Величина $\Phi^* = \Phi(p^*)$ определяет расстояние вектора B^* до семейства U и может рассматриваться как ошибка аппроксимации функции $B^*(\varphi)$ функциями семейства U , характеризуя меру соответствия исходной параметрической модели данному эксперименту.

Рассмотрим кратко вопрос информативности эксперимента относительно искомых параметров $\{\alpha, \beta, \gamma\}$ с учетом ошибок ξ_j в измерениях $B^*(\varphi_j)$. Можно показать, что оценка погрешности определения одного из параметров, допустим α , из условия минимума $\Phi(p)$ имеет вид

$$\varepsilon_\alpha L(B, \alpha) \leq \sigma_0, \quad (5)$$

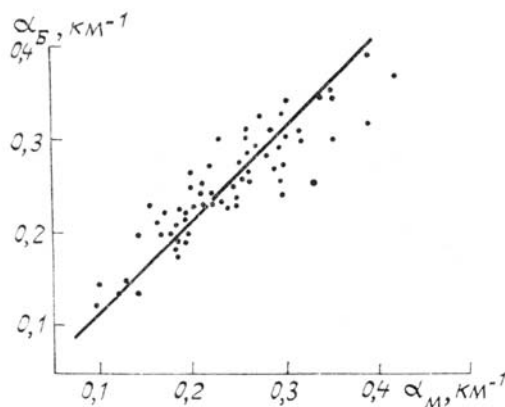
где

$$\varepsilon_\alpha = (\overline{\Delta \alpha^2})^{1/2} / \alpha; \quad \sigma_0 = \max_j (\overline{\xi_j^2})^{1/2}; \quad L^2(B, \alpha) = \sum_{j=1}^n (\partial B_j / \partial \ln \alpha)^2.$$

Тогда из (5) следует, что при наличии ошибок измерений погрешность восстановления коэффициента ослабления ε_α определяется как уровнем ошибки измерений σ_0 , так и параметрической моделью, характеризуемой функционалом $L(B, \alpha)$. Величина функционала $L(B, \alpha)$ определяет чувствительность модели (1) к изменениям параметра α в точке p и служит оценкой уровня информативности эксперимента относительно параметра α . В таблице представлены примеры расчетов величин $L^{-1}(B, \alpha) \times 10^2$ (числитель) и $L^{-1}(B, \beta) \times 10^2$ (знаменатель), для различных значений параметров α и β , соответствующих типичным ситуациям, наблюдаемым в экспериментах.

β	α									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
1	$\frac{1,91}{3,97}$	$\frac{1,53}{4,82}$	$\frac{1,42}{5,80}$	$\frac{1,41}{6,92}$	$\frac{1,44}{8,22}$	$\frac{1,50}{9,71}$	$\frac{1,59}{11,4}$	$\frac{1,69}{13,4}$	$\frac{1,80}{15,7}$	$\frac{1,94}{18,3}$
2	$\frac{2,05}{4,83}$	$\frac{1,68}{6,22}$	$\frac{1,57}{7,84}$	$\frac{1,56}{9,74}$	$\frac{1,60}{12,0}$	$\frac{1,67}{14,6}$	$\frac{1,76}{17,6}$	$\frac{1,87}{21,5}$	$\frac{2,01}{25,3}$	$\frac{2,16}{30,2}$
3	$\frac{2,14}{6,26}$	$\frac{1,77}{8,60}$	$\frac{1,65}{11,5}$	$\frac{1,65}{15,0}$	$\frac{1,69}{19,3}$	$\frac{1,75}{24,4}$	$\frac{1,84}{30,6}$	$\frac{1,96}{38,0}$	$\frac{2,09}{46,8}$	$\frac{2,24}{57,3}$
4	$\frac{2,20}{7,75}$	$\frac{1,83}{11,3}$	$\frac{1,71}{16,0}$	$\frac{1,69}{22,0}$	$\frac{1,73}{29,6}$	$\frac{1,79}{39,0}$	$\frac{1,88}{50,9}$	$\frac{1,99}{65,4}$	$\frac{2,12}{83,3}$	$\frac{2,28}{105}$

Высота точки наблюдения h равнялась 37 м, а средний коэффициент рефракции — 0,15. Из таблицы видно, что эксперимент в большей степени информативен относительно коэффициента ослабления α независимо от выбранной точки (α, β) . Напротив, $L^{-1}(B, \beta)$, и, следовательно, информативность относительно параметра β существенно зависят от положения точки (α, β) и соизмеримы с $L^{-1}(B, \alpha)$ в области малых α и β . С ростом замутненности атмосферы информативность измерений относительно параметра β , характеризующего яркость моря, значительно уменьшается (на порядок и более).



Регрессия коэффициентов ослабления α_m , полученных при минимизации функционала невязки (4) на коэффициентах ослабления α_b , определенных базовым методом

Рассматриваемая методика использована при разработке алгоритмов оперативной оценки коэффициентов ослабления воздуха и яркости моря на основе минимизации функционала (4) по искомым параметрам. Выбор конкретных численных алгоритмов минимизации определялся возможностью их эффективного использования при аппаратной реализации измерительных устройств. Было проведено сравнение ряда алгоритмов прямого поиска (Нелдера—Мида, Хука—Дживса) и градиентных (Флетчера—Ривса, Давидона—Флетчера—Пауэлла) [4] на предмет поиска минимума функционала (4) по измеренным и модельным яркостям фона морского горизонта. В результате выбран алгоритм покоординатной минимизации, сочетающий методы прямого поиска с переменным шагом и квадратичной интерполяции (Пауэлла), который почти на порядок превосходит по быстродействию методы Нелдера—Мида и Хука—Дживса. Градиентные методы требуют большего объема памяти вычислительного устройства и показывают повышенную чувствительность к выбору начальной точки поиска решения.

Разработанная методика была применена к обработке измеренных яркостей фона морского горизонта. Измерения проводились в Крыму, точка наблюдения находилась на высоте 37 м над поверхностью моря. Волнение моря изменялось от 0 до 3 баллов, а коэффициент ослабления, полученный базовым методом, — от $0,08 \text{ км}^{-1}$ до $0,4 \text{ км}^{-1}$. На рисунке дано сопоставление коэффициентов ослабления α_6 , определенных базовым методом, и α_m , восстановленных по предложенной методике. Для восстановленных значений коэффициента ослабления α_m средний уровень невязки составлял 3%. Для приведенных на рисунке результатов коэффициент корреляции α_6 и α_m равен 0,85, при этом уравнение регрессии имеет вид $\alpha_m = (1,055 \alpha_6 - 0,3) \pm 0,038$.

1. Кабанов М. В., Сакерин С. М. // Изв. АН СССР, ФАО. 1983. Т. 19. № 2. С. 147–155.
2. Кабанов М. В., Сакерин С. М. // III Всес. совещание по атмосферной оптике и актинометрии. Ч. I. (Тезисы докл.). Томск: ТФ СО АН СССР, 1983. С. 184–186.
3. Веретенников В. В., Наац И. Э. // Лазерное зондирование атмосферы. М.: Наука, 1976. С. 20–28.
4. Банди Б. Методы оптимизации. Вводный курс. М.: Радио и связь, 1988. 128 с.

Институт оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступило в редакцию
13 июня 1989 г.

V. V. Veretennikov, S. V. Loginov, S. M. Sakerin. A Technique to Restore the Atmospheric Transmission from Data on the Sea Horizon Brightness.

A technique is discussed in the paper for interpreting the data on the sea horizon brightness, to operatively restore the extinction coefficient of air. The assessments of the technique accuracy characteristics are presented in the paper as well as the results field experiments compared with the data of photometric measurements of the atmospheric transmission.