

А.М. Игнатов, В.С. Суетин

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ТРЕХУГЛОВОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО ДИСТАНЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ИК-ИЗЛУЧЕНИЯ ИЗ КОСМОСА

В приближении абсолютно черной поверхности и безоблачной и безаэрозольной атмосферы выполнен модельный анализ сравнительной эффективности двух- и трехугловых схем определения температуры поверхности океана. Оценки получены с использованием метода локальной линеаризации уравнения переноса, что позволяет учесть априорную информацию об изменчивости атмосферы в различных регионах. Показано, что применение трехугловой схемы оправдано при условии снижения погрешностей регистрации ИК-излучения до уровня $\sim 0,01$ К.

В настоящее время достаточно широкое признание получили двухканальные методы определения температуры поверхности океана (ТПО) по дистанционным ИК-измерениям — спектральные и угловые [1–7]. Вместе с тем для более точного учета искажающего действия атмосферы были предложены методы, основывающиеся на измерениях в целом угловой структуры уходящего излучения [8, 9]. Однако эти методы еще не прошли достаточно широкой практической проверки и требуют дальнейшего всестороннего анализа.

При теоретическом исследовании эффективности дистанционных методов определения ТПО разными авторами используются различные приемы в зависимости от предполагаемых источников погрешностей и искажений. В [6, 7] развит подход к анализу двухканальных методов (спектральных и угловых) атмосферной коррекции, учитывающий изменчивость вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы в ее нижних слоях как многофакторных помех. Ранее подобный подход был применен в [10]; в его основе заложены общие принципы решения обратных задач дистанционного зондирования [11]. В настоящей статье используется этот подход для анализа трехуглового метода определения ТПО. Одна из основных задач при этом состоит в сравнительной оценке эффективности двух- и трехугловых методов.

Используемая схема анализа, радиационная модель, все исходные предположения и основные обозначения полностью совпадают с описанными в [7], поэтому здесь мы не останавливаемся на их обсуждении. Увеличение числа измерительных каналов (углов визирования) потребовало, однако, модификации расчетных формул, по которым получаются оценки точности определения ТПО и оптимальные коэффициенты α_j в выражении

$$\hat{T} = z_0 + (\alpha, T_p), \quad (1)$$

где T_p — трехмерный вектор радиационных температур, измеренных под тремя углами; α — трехмерный вектор с компонентами α_j , $j = 1, 2, 3$; круглые скобки обозначают скалярное произведение векторов.

Предполагая, как и в [7], что

$$z_0 = T^{(0)} - (\alpha, T_p^{(0)}), \quad (2)$$

$$(\alpha, \tau) = 1, \quad (3)$$

где $\tau = \frac{\partial T_p}{\partial T}$, получим выражение для ошибки определения ТПО в линейном приближении:

$$\hat{T} - T = (\alpha, a + \varepsilon), \quad (4)$$

где ε — вектор ошибок измерений излучения; a — вектор вариаций радиационной температуры, связанных с атмосферными параметрами:

$$\mathbf{a} = \sum_{i=1}^{2N} \frac{\partial T_p}{\partial x_i} \cdot \Delta x_i,$$

Δx_i — вариации влажности и температуры атмосферы на N высотах: $\Delta x_i = x_i - x_i^{(0)}$. Верхние индексы «нуль» здесь и в формуле (2) обозначают точку линеаризации, в качестве которой предполагается использование климатических значений параметров.

С учетом условий (2), (3) и выражения (4) дисперсия ошибок определения ТПО получается по формуле:

$$\sigma^2 = (\boldsymbol{\alpha}, \Phi \boldsymbol{\alpha}), \quad (5)$$

где матрица Φ является матрицей ковариаций суммы $\mathbf{a} + \boldsymbol{\varepsilon}$, т. е. мешающих определению ТПО факторов.

Матрица Φ определяется статистическими свойствами изменчивости атмосферы и погрешностей измерений излучения. Если обозначить через G матрицу ковариаций параметров атмосферы x_i и через H — матрицу, составленную из векторов $\frac{\partial T_p}{\partial x_i}$ как из столбцов ($i = 1, 2N$), то

$$\Phi = HGH^T + \sigma_n^2 E,$$

где E — трехмерная единичная матрица; верхний индекс «т» обозначает операцию транспонирования; σ_n^2 — дисперсия погрешностей регистрации радиационных температур. Для различных углов визирования погрешности считаются некоррелированными, имеющими нулевые средние значения и одинаковые дисперсии.

Физический смысл условий (2) и (3), использованных при выводе формулы (5), обсужден в [7], поэтому здесь мы на нем не останавливаемся.

Оптимальный вектор $\boldsymbol{\alpha}$ определяется минимизацией σ^2 с учетом условия (3). Использование метода множителей Лагранжа приводит к следующим выражениям для оптимального $\boldsymbol{\alpha}$ и соответствующей ему дисперсии погрешности определения температуры поверхности океана:

$$\boldsymbol{\alpha} = \frac{\Phi^{-1} \boldsymbol{\tau}}{(\boldsymbol{\tau}, \Phi^{-1} \boldsymbol{\tau})}; \quad \sigma^2 = (\boldsymbol{\tau}, \Phi^{-1} \boldsymbol{\tau})^{-1}.$$

Так же, как в [7], конкретные расчеты были выполнены для спектрального интервала 900–920 см^{-1} с помощью радиационной модели, учитывающей континуальную и селективную составляющие поглощения излучения водяным паром. Как показала проверка, эта модель обеспечивает результаты, аналогичные известной программе LOWTRAN-5, но является более удобной для выполнения данного вида расчетов. Поверхность океана предполагается абсолютно черной. Матрицы G и отсчетные высотные профили температуры и влажности атмосферы x задаются согласно [12] для различных регионов и сезонов. Более подробное описание расчетной схемы приведено в [7].

Предполагается также, что один из лучей визирования направлен вертикально в надир, а другие два — под углами Θ_2 и Θ_3 к вертикали (в точке встречи лучей с поверхностью океана с учетом сферичности Земли). В данной статье угол Θ_3 фиксирован равным 60° и анализируется зависимость ошибок определения ТПО от выбора Θ_2 ; при этом $\Theta_2 < \Theta_3$. При сравнении двух- и трехугловых методов измерений соответствующие значения σ будем обозначать через σ_2 и σ_3 . Для двухуглового метода второй угол также обозначается Θ_2 , а первый равен нулю.

Трехугловой метод целесообразно проверять прежде всего в таких атмосферных условиях, которые приводят к наибольшим ошибкам определения ТПО двухугловым методом. Согласно [7] с этой точки зрения наиболее неблагоприятным является регион 4.3 в осенний сезон (по классификации из [12]), который и был выбран для детального анализа. Этот регион включает в себя акваторию большей части Индийского океана к северу от экватора (в [12] содержатся данные только для северного полушария).

На рис. 1 для этой атмосферной ситуации показаны зависимости σ_2 и σ_3 от Θ_2 при двух уровнях погрешностей регистрации радиационной температуры. При $\sigma_n = 0,05^\circ\text{K}$ величина σ_3 практически не зависит от Θ_2 , а оптимальное значение $\alpha_2 \approx 0,39^\circ\text{K}$ достигается при $\Theta_2 \approx 50^\circ$. В интервале $50-60^\circ$ σ_2 меняется слабо, но с уменьшением Θ_2 существенно возрастает. Рассматривать $\sigma_n > 0,05^\circ\text{K}$ не имеет смысла, т.к. неизменность σ_3 при изменениях Θ_2 фактически означает «вырождение» трехуглового метода в двухугловой. Более подробно этот эффект будет рассмотрен ниже.

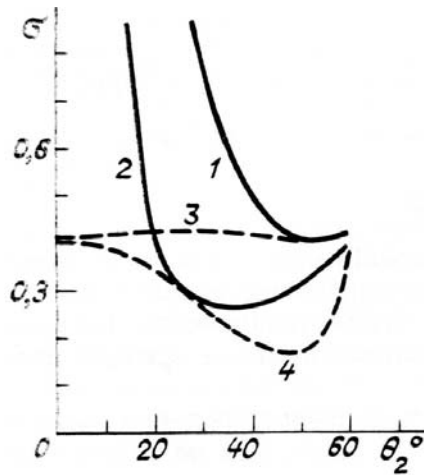


Рис. 1. Ошибки определения ТПО двухугловым (1 и 2) и трехугловым (3 и 4) методами при двух уровнях погрешностей измерений σ_n : 1 и 3—0,05; 2 и 4—0,01°К (атмосфера—«Осень 4.3»)

С уменьшением σ_n до 0,01°К картина заметно меняется — появляется экстремум и для σ_3 (при $\Theta_2 \approx 50^\circ$), а положение экстремума σ_2 смещается до $\Theta_2 \approx 35-40^\circ$.

Для того чтобы лучше понять физические механизмы этих зависимостей, дисперсию ошибок определения ТПО можно представить следующим образом:

$$\sigma^2 = \sigma_n^2 \sum_{j=1}^3 \alpha_j^2 + \sigma_a^2,$$

где σ_a^2 означает вклад со стороны атмосферных помех. Примеры числовых значений входящих в эту формулу величин даны в таблице для атмосферы «Осень 4.3» при различных σ_n . Угол Θ_2 здесь задан 50° для трехугольного и 40° для двухугольного методов в соответствии с его оптимальными значениями при $\sigma_n = 0,01^\circ\text{К}$.

$\sigma_n, \text{К}$	Три угла, $\theta_2=50^\circ$			Два угла, $\theta_2=40^\circ$		
	$\sigma, \text{К}$	$\sigma_a, \text{К}$	$\sqrt{\sum \alpha_j^2}$	$\sigma, \text{К}$	$\sigma_a, \text{К}$	$\sqrt{\sum \alpha_j^2}$
0	0,03	0,03	18,7	0,25	0,25	8,5
0,01	0,17	0,08	15,2	0,26	0,25	8,5
0,05	0,39	0,31	4,6	0,50	0,25	8,5

Одно из основных отличий этих двух методов состоит в том, что при $\sigma_n = 0$ получается $\sigma_3 \approx 0$, тогда как σ_2 существенно отличается от нуля. Но это обеспечивается за счет существенного увеличения $\sum \alpha$ для трехугольного метода, следствием чего является сильная зависимость σ_3 от σ_n . Это, в свою очередь, приводит к тому, что оптимальные коэффициенты α_j трехугольного метода также зависят от σ_n , тогда как для двухугольного в рассматриваемом интервале значений σ_n коэффициенты α_j не меняются с ростом σ_n .

Зависимость α_j трехугольного метода от показана на рис. 2 (атмосфера—«Осень 4.3»; $\Theta_2 = 50^\circ$). Заметное изменение α_j с ростом σ_n начинается при $\sigma_n \approx 0,005^\circ\text{К}$.

Одно из основных свойств коэффициентов α_j в трехканальных методах атмосферной коррекции состоит в том, что $\alpha_1 > 0$; $\alpha_2 < 0$; $\alpha_3 > 0$; при этом предполагается, что каналы перенумерованы в порядке снижения пропускания атмосферы [2, 5]. В рассматриваемом нами случае эти условия выполняются только при достаточно малых σ_n ; с увеличением σ_n до примерно $0,06^\circ\text{К}$ происходит «вырождение» трехугольного метода в двухугловый, т.к. при этом строго $\alpha_3 = 0$. При $0,06 < \sigma_n < 0,1^\circ\text{К}$ измерения под углами Θ_2, Θ_3 входят в формулу для расчета ТПО с примерно одинаковыми (отрицательными) коэффициентами, т. к. они оказываются практически тождественными. Рассматривать еще большие σ_n не имеет смысла.

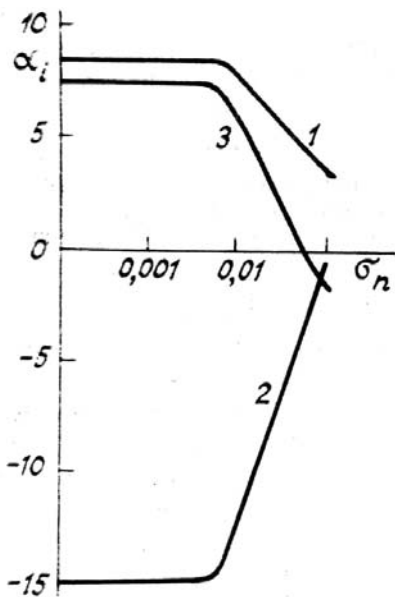


Рис. 2. Коэффициенты α_j трех углового метода для варианта $\Theta_2 = 50^\circ$ (атмосфера — «Осень 4.3»)

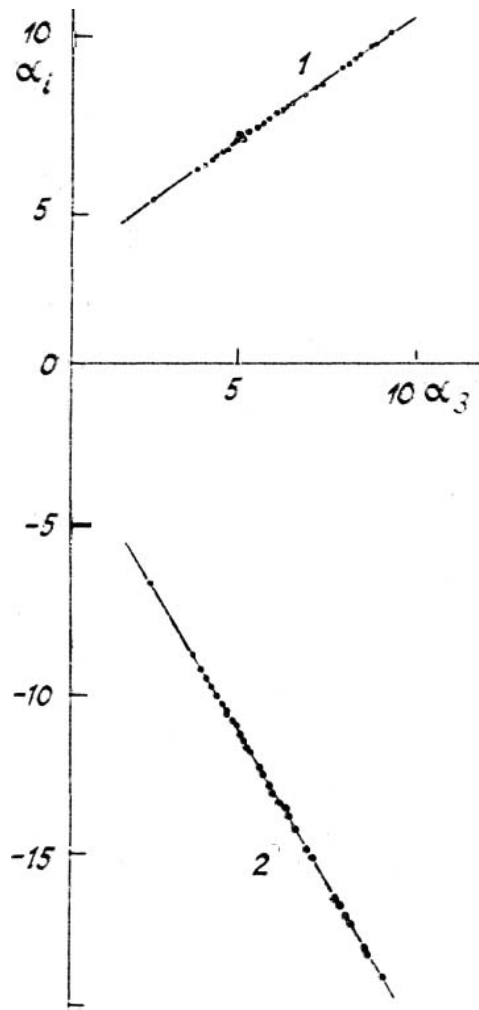


Рис. 3. Соотношения между коэффициентами α_j для 48 регионов из [12] при $\sigma_n = 0$; $\Theta_2 = 50$

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что преимущество трехуглового метода перед двухугловым проявляется только при малых уровнях погрешностей регистрации излучения.

На рис. 3 и 4 показаны значения α_j трехуглового метода при $\sigma_n = 0$ для всех 48 регионов из [12]. При этом значения σ_3 близки к нулю ($\approx 0,03^\circ\text{K}$), поэтому нет необходимости приводить их особенно для разных регионов. Коэффициенты α_j с высокой точностью удовлетворяют условиям

$$\begin{aligned} \alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 &= 1; \\ \alpha_1 &= 0,73\alpha_3 + 3,30; \\ \alpha_2 &= -1,73\alpha_3 - 2,30 \end{aligned}$$

и меняются от региона к региону однопараметрическим образом. В зависимости α_3 (а значит, и α_1 и α_2) от интегральной влажности атмосферы Q проявляется более сложная закономерность, чем для двухуглового метода [7]. Специфика этой зависимости для трехканального метода состоит в том, что на α_j влияет не только Q , но и температура атмосферы (здесь T_0 — температура воздуха у поверхности океана, которая равна ТПО).

Приведенные результаты расчетов отражают основные закономерности и тенденции, проявляющиеся в зависимостях коэффициентов α_j и точности определения ТПО трехугловым методом от выбора угла Θ_2 , погрешностей регистрации излучения и региональных атмосферных условий. При их получении в радиационной модели атмосферы было учтено только поглощение водяным паром, поэтому конкретные числовые оценки не следует рассматривать как окончательные. Вместе с тем ясно, что при учете вариаций вертикальных профилей влажности и температуры воздуха трехугловой метод имеет преимущества перед двухугловым только при достаточно малых значениях $\sigma_n \sim 0,01^\circ\text{K}$. Из этого можно сделать вывод, что при реальных уровнях погрешностей регистрации излучения совре-

менными радиометрами ($\sigma_n \approx 0,05-0,1^\circ\text{K}$) использование измерений под тремя и большим числом углов не может быть полезным. Снижение эффективного уровня σ_n в какой-то мере возможно за счет осреднения по ряду прилегающих отсчетов, как это, например, было предложено в [13], однако этот вопрос требует дополнительной практической проработки.

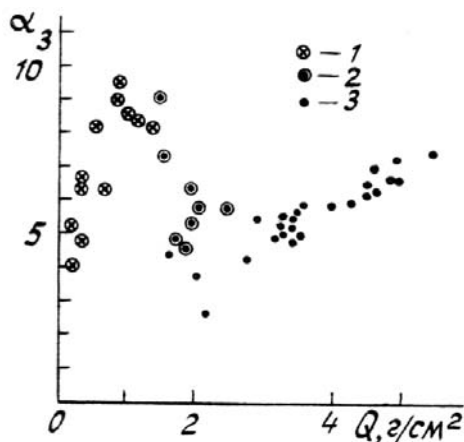


Рис. 4. Значения коэффициента α_3 для 48 регионов из [12] при $\sigma_n = 0$; $\Theta_2 = 50^\circ$: 1— $T_0 < 280^\circ\text{K}$; 2— $280^\circ < T_0 < 290^\circ\text{K}$; 3— $T_0 > 290^\circ\text{K}$

1. Бычкова И. А., Викторов С. В., Виноградов В. В. Дистанционное определение температуры моря. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 224 с.
2. Нелепо Б. А., Коротаев Г. К., Суетин В. С., Терехин Ю. В. Исследование океана из космоса. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.
3. Saunders P. M. // J. of Geophys. Res. 1967. V. 72. № 16. P. 4109.
4. McMillin L. M. // J. of Geophys. Res. V. 80. № 36. P. 5113.
5. Deschamps P. Y., Phulpin T. // Layer Meteorol. 1980. V. 18. № 2. P. 131.
6. Суетин В. С., Игнатов А. М., Королев С. Н., Саливон Л. Г. Влияние атмосферы при определении температуры поверхности океана по дистанционным измерениям инфракрасного излучения из космоса. Севастополь, 1988. 46 с. (Препринт/МГИ АН УССР).
7. Суетин В. С., Игнатов А. М. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 7. С. 750—757.
8. Бадаев В. В., Галин В. Я., Чавро А. И. Статистический подход к определению температуры поверхности океана по угловым измерениям в ИК-области спектра. М., 1989. 18 с. (Препринт/Отдел вычислит. математики, № 201).
9. Городецкий А. К. // Исследование Земли из космоса. 1985. № 5. С. 83—90.
10. Aoki T., Nakajima S., Kato K. // J. of the Meteorol. Soc. of Japan 1982. V. 60. № 6. P. 1238.
11. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 410 с.
12. Справочник статистических характеристик полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. Локальные модели атмосферы. Ч. 4/Под ред. С. Комарова, М.: Гидрометеоздат, 1981. 87 с.
13. Власов В. П., Карасев А. Б. // Исследование Земли из космоса. 1984. № 6. С. 59—68.

Морской гидрофизический институт АН УССР,
г. Севастополь

Поступила в редакцию
7 февраля 1990 г.

A. M. Ignatov, V. S. Snetin. Efficiency of the Three-Angle Method for the Ocean Surface Temperature Determination from the Remote Measurements of IR-Radiation from Space.

The model analysis of comparative efficiency of two- and three-angle scheme of the ocean surface temperature determination is performed in the ideal black surface approximation, for the cloudless atmosphere with no aerosols. The estimates are obtained using the method of local linearization of the transfer equation, that permits one to take into account a priori information on atmospheric variability in different regions. The use of the three-angle measurement scheme is shown to be correct provided that the resulting error in recording the IR-radiation is below $\sim 0.01^\circ\text{K}$.