

А.К. Городецкий, Н.Г. Мамедов

РАЗДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ ПОГЛОЩЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ 10—13 МКМ И ИХ УЧЕТ В ЗАДАЧЕ ТЕРМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Осуществлено разделение компонент атмосферного поглощения с выделением аэрозольного поглощения и поглощения малыми газовыми примесями. Проведено сопоставление данных спектральной прозрачности атмосферы по измерениям на наклонной и горизонтальной трассах. Разработана методика учета вариаций атмосферных компонент поглощения в задаче дистанционного определения температуры поверхности океана.

В ряде задач дистанционного зондирования, связанных с определением оптико-метеорологических параметров атмосферы, требуется знание зависимостей функций пропускания атмосферы от вариаций входных параметров. Использование спектрометрических констант, определенных по данным лабораторных кюветных измерений, не приводит, однако, к устранению заметных расхождений при сопоставлении натуральных экспериментов и «синтетических» модельных спектров [1—4]. В связи с этим некоторые параметры, входящие в расчеты функций пропускания, остаются подгночными. До настоящего времени, в частности, остается открытым вопрос о величинах континуального поглощения водяным паром в области спектра 10—13 мкм [5—7]. Определенные трудности создают также большие вариации аэрозольного поглощения [8, 9]. В рамках чисто спектральных пассивных методов зондирования системы «поверхность—атмосфера» эти трудности пока что остаются непреодоленными, но сочетание спектральных и угловых методов позволяет их учитывать [10].

В основе алгоритмов, осуществляющих этот учет, используется линейная зависимость оптической толщины атмосферы τ , от воздушной массы $m = \sec\Theta$, где Θ — зенитный угол. Свидетельством этого является сходимость бугеровских зависимостей прозрачности атмосферы при переменных соотношениях континуального поглощения водяным паром и аэрозолем [5, 11]. Однако в полигонных измерениях прозрачности на наклонных трассах используются «микроокна прозрачности», в которых роль селективного поглощения минимальна.

Поскольку измерения собственного излучения атмосферы и поверхности осуществляются на практике в более широких интервалах спектра 0,7—1 мкм, то необходим учет и селективной составляющей молекулярного поглощения, коэффициенты которого нелинейно зависят от воздушной массы.

1. Введение и постановка задачи

В настоящей работе рассматриваются вопросы выделения и учета роли селективной составляющей поглощения атмосферными газами применительно к задачам термического зондирования и, в частности, к задаче определения температуры поверхности океана (ТПО) угловым методом. Необходимость учета селективной составляющей непосредственно следует из оценки отношения селективного поглощения к суммарному поглощению, которое в диапазоне спектра 10—13 мкм меняется в пределах от 0,15 до 0,55 для различных климатических условий.

Основным критерием, позволяющим судить о достоверности спектральных констант, определяющих функцию пропускания, обычно является мера совпадения экспериментальных и расчетных функций пропускания. Однако сопоставление и интерпретация натуральных экспериментов не всегда возможны, поскольку спектральное разрешение и диапазон изменения параметров часто не совпадают друг с другом. В связи с этим представляет интерес сопоставление данных измерений прозрачности атмосферы двух типов: на наклонных по Солнцу и на горизонтальных трассах [12, 13].

Отмеченные типы измерений существенно различаются как по характеру вовлекаемых оптических зависимостей, так и по возможностям контроля метеопараметров. Сопоставление измерений этих типов дает возможность судить о степени применимости получаемых зависимостей для задач дистанционного зондирования, поскольку на наклонных трассах на формирование оптической толщины атмосферы влияет вся совокупность факторов, определяющих и ограничивающих точность дистанционных измерений (включая зависимость коэффициентов поглощения от температуры и давления), а для горизонтальных трасс присущи закономерности и корреляционные связи, обусловленные, в основном, вариациями приземного аэрозоля и концентрации водяного пара.

Таким образом, данные измерений прозрачности этих двух типов, полученные с помощью одной и той же аппаратуры [12, 13], допускают возможность сопоставления.

Эти данные представляют собой таблицу [12—13] значений спектральной функции пропускания в диапазоне спектра 10,3—12,3 мкм с разрешением 2 см^{-1} ($\sim 0,026 \text{ мкм}$) с шагом $0,5 \text{ см}^{-1}$, полученных в весенне-летний сезон.

Случайная квадратическая погрешность в определении коэффициентов пропускания составляет $\pm 3\%$ и систематическая погрешность, вызванная неточностью определения внеатмосферных значений, достигает $\pm 2\%$ [12, 13].

2. Методика разделения бугеровской и селективной составляющих поглощения

Полная оптическая толщина атмосферы в интервале длин волн $\Delta\lambda$ $\tau_{\Delta\lambda}$ найдена интегрированием экспериментальных спектров прозрачности. Оптическая толщина континуального поглощения водяным паром $\tau_{\Delta\lambda}^k$ (H_2O) вычислена по методике [6] при коэффициентах самоуширения посторонними газами $\gamma = 0$ и $\gamma = 8 \cdot 10^{-4}$.

Селективное поглощение водяным паром $\tau_{\Delta\lambda}^b$ (H_2O) рассчитывалось методом полинейного интегрирования [14] с использованием атласа спектральных линий атмосферных газов [15] и по приближенному методу, изложенному в [16, 17], с учетом вариации температуры, давления и влажности вдоль трассы измерения. Полученные по этим двум методам значения $\tau_{\Delta\lambda}^b$ (H_2O) совпадали в пределах погрешности $\pm 2\%$, что свидетельствует о применимости приближенного метода [16, 17]. Для определения селективного поглощения остальными атмосферными газами в измеренных спектрах были выбраны наиболее прозрачные «микроокна» $\delta\lambda_j$ с центрами на $\lambda = 10,40$ мкм; 11,10 мкм; 11,61 мкм; 12,01 мкм. Как отмечено выше, в этих «микроокнах» поглощение $\tau_{\delta\lambda}^b$ определяется непрерывным ослаблением, подчиняющимся закону Бугера. С помощью $\tau_{\delta\lambda}^b$ была рассчитана оптическая толщина $\tau_{\Delta\lambda}^c$, соответствующая бугеровскому поглощению в интервале спектра $\Delta\lambda$. Очевидно, что разность

$$\tau_{\Delta\lambda}^c = \tau_{\Delta\lambda} - \tau_{\Delta\lambda}^k(H_2O)$$

— есть оптическая толщина селективного поглощения всеми атмосферными газами, а разность

$$\tau_{\Delta\lambda}^0 = \tau_{\Delta\lambda}^c - \tau_{\Delta\lambda}^b(H_2O)$$

— оптическая толщина селективного поглощения остальными атмосферными газами за исключением водяного пара. Осредненные по спектрам наклонной трассы значения $\tau_{\Delta\lambda}^0$ при единичной атмосферной массе составляют 0,011 и 0,017 для интервалов спектра 10,5–11,5 мкм и 11,5–12,3 мкм соответственно. Эти значения согласуются в пределах погрешности измерений с данными работы [8].

Задача выделения вклада аэрозоля в оптическую толщину атмосферы подразумевает, что должны быть известны коэффициенты ослабления водяным паром. Для определения этих коэффициентов $\kappa_{\min}(\Delta\lambda)$ был предложен «метод минимальных точек» [5].

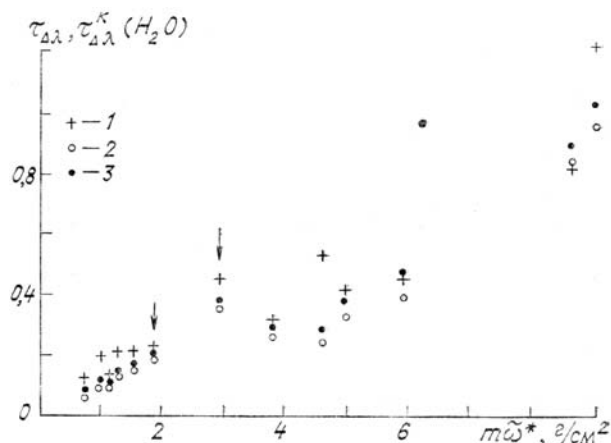


Рис. 1. Зависимость оптической толщины в интервале спектра 10,5–11,5 мкм от влажности: 1 — полная оптическая толщина $\tau_{\Delta\lambda}$; 2 — оптическая толщина континуального поглощения водяным паром $\tau_{\Delta\lambda}^k$ (H_2O) при $\gamma = 0$; 3 — то же самое при $\gamma = 8 \cdot 10^{-4}$

Однако в случае использования наклонных трасс эти оценки $\kappa_{\min}(\Delta\lambda)$ относятся лишь к тем влажностям $w(z)$ и температурам $T(z)$, где z — высота, при которых они получены. Если же профили $w(z)$ и $T(z)$ неизвестны, то вариации $T(z)$, и, в частности, сильные инверсии, не позволяют однозначно использовать $\kappa_{\min}(\Delta\lambda)$ для выделения $\tau_{\Delta\lambda}^a$. Так, например, на рис. 1 для реализаций, выделенных стрелками, метод «минимальных точек» приводит к недооценке непрерывного поглощения водяным паром и, следо-

вательно, к переоценке «остаточного» поглощения, приписываемого в таких случаях аэрозольной составляющей. Причина этого завышения заключается в недоучете влияния изменчивости распределения температуры и влажности по высоте. Более корректное выделение аэрозольного поглощения требует расчета поглощения водяным паром для каждой рассматриваемой реализации.

Как уже было сказано выше, для каждой реализации спектра были определены оптические толщины всей атмосферы $\tau_{\Delta\lambda}$, континуального поглощения водяным паром $\tau_{\Delta\lambda}^k$ (H_2O) и селективного поглощения атмосферы $\tau_{\Delta\lambda}^c$. Это дает возможность определить остаточное поглощение, которое в основном характеризует аэрозольное поглощение

$$\tau_{\Delta\lambda}^a = \tau_{\Delta\lambda} - \tau_{\Delta\lambda}^k(H_2O) - \tau_{\Delta\lambda}^c.$$

3. Анализ результатов

Результаты расчетов, проведенных для интервала спектра 10,5–11,5 мкм, даются в табл. 1. Среди значений аэрозольной оптической толщины наблюдаются $\tau_{\Delta\lambda}^a < 0$, не превышающие нескольких сотых долей. Причиной отрицательных значений $\tau_{\Delta\lambda}^a$ может являться отсутствие достаточно достоверных значений постоянных, характеризующих континуальное поглощение водяным паром [6]. Кроме того, значения $\tau_{\Delta\lambda}^a < 0$ могут возникать из-за естественных ошибок эксперимента и, особенно, из-за ошибок в профилях метеопараметров. Рассматриваемый метод разделения составляющих поглощения может служить одним из критериев допустимых границ значений коэффициентов континуального поглощения. Некоторая неопределенность этих коэффициентов не является препятствием для выделения случаев со значительным аэрозольным поглощением (см. рис. 1 и табл. 1).

Таблица 1

Компоненты оптической толщины атмосферы в интервале спектра 10,5–11,5 мкм, соответствующие воздушной массе m

m	$m\bar{\omega}^*$	$\tau_{\Delta\lambda}$	$\tau_{\Delta\lambda}^0$	$\tau_{\Delta\lambda}^k(H_2O)$	$\tau_{\Delta\lambda}^c(H_2O)$	$\tau_{\Delta\lambda}^a$	$\tau_{\Delta\lambda}^o$
2,43	0,79	0,127	0,090	0,031	0,022	0,059	0,015
1,60	1,15	0,120	0,075	0,053	0,037	0,022	0,008
7,66	4,62	0,535	0,409	0,157	0,090	0,252	0,036
1,54	1,58	0,213	0,154	0,100	0,047	0,054	0,012
1,64	1,32	0,213	0,148	0,081	0,044	0,066	0,022
1,60	1,25	0,074	0,029	0,069	0,038	-0,039	0,007
5,09	3,82	0,323	0,215	0,196	0,077	0,019	0,031
7,88	5,91	0,459	0,322	0,300	0,100	0,022	0,037
1,60	1,02	0,086	0,046	0,055	0,032	-0,009	0,008
7,01	4,99	0,422	0,303	0,249	0,091	0,054	0,028
4,69	9,02	1,234	1,064	0,826	0,143	0,237	0,027
1,51	1,04	0,201	0,147	0,054	0,037	0,093	0,017
1,58	1,90	0,230	0,156	0,130	0,056	0,026	0,018
5,32	8,66	0,833	0,668	0,716	0,140	-0,048	0,025
1,49	2,97	0,454	0,359	0,286	0,077	0,073	0,018

Отметим высокий коэффициент корреляции между полными оптическими толщинами $r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_1, \Delta\lambda_2) = 0,991$ для интервалов $\Delta\lambda_1 = 10,5\div 11,5$ мкм и $\Delta\lambda_2 = 11,5\div 12,3$ мкм. Высокие значения коэффициентов корреляции $r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_i, \Delta\lambda_j) > 0,983$ наблюдаются также между оптическими толщинами в интервалах ~ 1 мкм и в узких прозрачных «микроокнах» $\delta\lambda_j \approx 0,026$ мкм (см. табл. 2). Высокие значения $r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_i, \Delta\lambda_j)$ характеризуют преобладание бугеровского поглощения в общем поглощении в широких интервалах спектра порядка 1 мкм (см. табл. 1), что и является физической основой использования интервалов такой спектральной ширины в задачах термического зондирования [18].

Применение стандартной метеорологической методики измерения влажности характеризуется погрешностями $\sim 10\%$, но даже и такие сведения не всегда бывают синхронными со спектральными измерениями. Поэтому представляет интерес оценка влажности по величинам $\tau_{\Delta\lambda}^c$ (H_2O). Для этой цели в пределах интервала 10,5–11,5 мкм был выбран участок полосы водяного пара, не включающий линии других газов с сопоставимым поглощением. Этот участок спектра шириной около $\Delta\lambda_0 = 0,22$ мкм включает три линии с центрами на длинах волн 11,382 мкм, 11,314 мкм и 11,271 мкм. Близость этой полосы к «окну прозрачности» 11,10 мкм дает возможность выделить селективное поглощение. Разброс точек на рис. 2 характеризует возможность определения содержания водяного пара по единичному измерению с погрешностью 10% при $m\bar{\omega}^* \lesssim 3$ г/см², и 15–30% при $m\bar{\omega}^* > 3$ г/см², что является удовлетворительным при отсутствии радиозондовых данных. Следует отметить, что содержание влажности в вертикальном столбе в средних широтах в основном не превыша-

ет 3 г/см^2 [19]. Однако эта точность может быть улучшена при проведении нескольких независимых измерений спектра с различными воздушными массами.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции $r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_i, \delta\lambda_j)$ для $\Delta\lambda_1 = 10,5-11,5$; $\Delta\lambda_2 = 11,5-12,3$ мкм

$\delta\lambda_j$, мкм	Коэффициенты корреляции	
	$r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_1, \delta\lambda_j)$	$r_{\tau\tau}(\Delta\lambda_2, \delta\lambda_j)$
10,40	0,997	0,983
11,10	0,998	0,991
12,01	0,981	0,996

Пропускание водяным паром $P_{\Delta\lambda}^c$ связано с приведенным содержанием водяного пара $m\tilde{\omega}^*$ соотношением $P_{\Delta\lambda}^c = \exp[-\alpha_{\Delta\lambda}(m\tilde{\omega}^*)^{\beta_{\Delta\lambda}}]$. Для интервалов $\Delta\lambda_0 = 11,19-11,41$, $\Delta\lambda_1 = 10,5-11,5$ и $\Delta\lambda_2 = 11,5-12,3$ мкм, $\alpha_{\Delta\lambda} = 0,056$; $0,045$; $0,083$; $\beta_{\Delta\lambda} = 0,67$; $0,62$; $0,54$ соответственно.

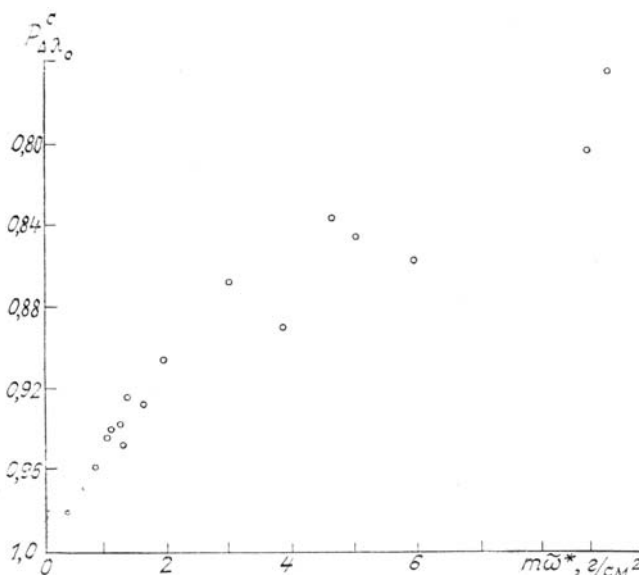


Рис. 2. Зависимость функции селективного поглощения от содержания H_2O в участке $\Delta\lambda_0 = 11,19-11,41$ мкм

Поскольку отмеченные выше ошибки измерения $\tilde{\omega}^*$ являются одной из составных частей разброса точек на рис. 2, необходимо разработать методику оценки $\tau_{\Delta\lambda}^0$, позволяющую исключить $\tilde{\omega}^*$ из сопоставляемых величин. Для этой цели внутри интервала спектра $10,5-11,5$ мкм были выбраны два участка: первый участок $\Delta\lambda_0$ с границами $11,186$ мкм и $11,409$ мкм; второй участок спектра $\Delta\lambda_3$, равный интервалу $10,5-11,5$ мкм за вычетом участка $\Delta\lambda_0$. В интервалах $\Delta\lambda_0$ и $\Delta\lambda_3$ были найдены соответствующие значения функции селективного пропускания (рис. 3). Из этого рисунка видно, что для рассматриваемой выборки, полученной по измерениям на станции Воейково [12, 13], в участке спектра $10,5-11,5$ мкм вариации селективного поглощения, не коррелирующие с селективным поглощением водяным паром, не превосходят $10-20\%$ от величины селективного поглощения H_2O . Можно ожидать, что эти вариации обусловлены селективной составляющей аэрозольного поглощения и вариациями малых газовых компонент. Приведенные оценки включают и ошибки измерений спектров и ошибки обработки.

Реализации, отмеченные на рис. 3 точками, представляют собой измерения на горизонтальной трассе. Они укладываются в полосу разброса для наклонной трассы. Это говорит о том, что соотношение селективных компонент поглощения для двух типов измерений подобно, по крайней мере при $\tilde{\omega}^* < 2 \text{ г/см}^2$, и это поглощение вызывается одними физическими механизмами. Таким образом, введение эффективных масс водяного пара $m\tilde{\omega}^*$, который доминирует в формировании $P_{\Delta\lambda}^c$, не увеличивает существенным образом ошибки расчета пропускания. Дальность видимости для измерений спектральной прозрачности на горизонтальной трассе изменялась в широком интервале от 4 до 50 км

при вариациях температуры в узком диапазоне $3,6 \div 7,7^\circ\text{C}$. Это обстоятельство свидетельствует о том, что проявление аэрозольного селективного поглощения в интервале спектра $10,5 - 11,5$ мкм не выходит за рамки отмеченных выше пределов (10–20% от величины селективного поглощения водяным паром). Следует отметить, что приведенные оценки отнюдь не исключают возможные большие вариации $\tau_{\Delta\lambda}^a$ (рис. 1), характеризуемые непрерывным аэрозольным поглощением.

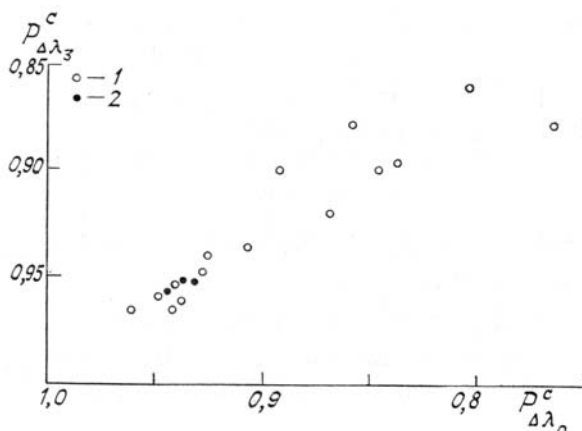


Рис. 3. Зависимость функции селективного поглощения в участке спектра $\Delta\lambda_3$ от функции селективного поглощения в интервале $\Delta\lambda_0$. 1 – наклонная трасса; 2 – горизонтальная трасса

4. Учет атмосферных компонент поглощения в задаче определения температуры океана

Ошибки чисто спектральных методов определения ТПО отягощены вариациями соотношения аэрозольного и молекулярного ослабления. Использование модельных распределений аэрозоля на высоте дает возможность осуществлять его учет лишь в среднем. Применение угловой методики [10] создает предпосылки для учета как бугеровского поглощения, включающего континуальное молекулярное и аэрозольное неселективное ослабления, так и селективное поглощение атмосферы.

Для оценки роли селективной составляющей поглощения в задаче определения ТПО были проведены расчеты интенсивности $I_{\Delta\lambda}(m)$ в пределах воздушных масс $m = 1 \div 3$ для набора атмосферных моделей [20]. Рассчитанные интенсивности излучения $I_{\Delta\lambda}(m)$ использовались для восстановления ТПО методом экстраполяции на нулевую воздушную массу [10]. По результатам расчетов определялась ошибка восстановления ΔT_0 , $\Delta T_0 = T_0^r - T_0$, где T_0^r – восстановленная температура поверхности, T_0 – температура, принятая в прямой задаче расчета $I_{\Delta\lambda}(m)$.

Методика определения ТПО состоит в следующем. Угловое распределение интенсивности $I_{\Delta\lambda}(m)$ используется для решения системы линейных уравнений с векторно-матричным аналогом [10]

$$Dc = I,$$

$$D = \{d_{ij}\} \quad ij = 1, 2, \dots, N; \quad c = \{c_j\}; \quad I = I_{\Delta\lambda}(m), \quad (1)$$

где

$$d_{i1} = 1 - (a_{\Delta\lambda}^{(0)} + a_{\Delta\lambda}^{(1)} \cdot S_{\Delta\lambda}) m^{\beta_{\Delta\lambda}},$$

$$d_{i2} = m_i, \quad d_{i,n+2} = m_i^\mu, \quad n = 1, 2, \dots, N - 2, \quad (2)$$

где N – число направлений визирования $m_i(\theta)$, $\mu = m - 1$. Значения коэффициентов $a_{\Delta\lambda}^{(i)}$, $\beta_{\Delta\lambda}$ приводятся в табл. 3, параметр $S_{\Delta\lambda}$ определяется из соотношения

$$S_{\Delta\lambda} = [I_{\Delta\lambda}(m = 1) - I_{\Delta\lambda}(m = 2)] / I_{\Delta\lambda}(m = 1). \quad (3)$$

При расчете $P_{\Delta\lambda}^c$ использован метод полинейного интегрирования [14]. Значение температуры поверхности T_0^r вычисляется из условия $T_0^r = B_{\Delta\lambda}^{-1}$, где $B_{\Delta\lambda} = c_1 B_{\Delta\lambda}$ – функция Планка, $B_{\Delta\lambda}^{-1}$ – обратная функция.

Выражение (2) для коэффициента d_{i1} учитывает изменение интенсивности $I_{\Delta\lambda}(m)$ за счет селективного поглощения $\Delta I_{\Delta\lambda}(m)$.

$$I_{\Delta\lambda}(m) = I_{\Delta\lambda}^0(m) - \Delta I_{\Delta\lambda}(m). \quad (4)$$

Для случая излучательной способности $\varepsilon = 1$ имеем

$$\frac{\Delta I_{\Delta\lambda}(m)}{B_{\Delta\lambda}(T_0)} = \alpha_{\Delta\lambda} m^{\beta_{\Delta\lambda}} \left\{ P_{\Delta\lambda}(m, 1) \tilde{w}^{*\beta_{\Delta\lambda}} + \int_0^1 \frac{B_{\Delta\lambda}[T(\zeta)]}{B_{\Delta\lambda}(T_0)} P_{\Delta\lambda}^0(m, \zeta) \times \right. \\ \left. \times \tilde{w}(\zeta)^{\beta_{\Delta\lambda}} [m\tau'_{\Delta\lambda}(\zeta) - \tilde{w}'(\zeta)/\tilde{w}(\zeta)] d\zeta \right\},$$

где $\tau_{\Delta\lambda}^0$ и $P_{\Delta\lambda}^0(m, \zeta)$ — оптическая толщина и функция пропускания для бутервского ослабления; ζ — приведенное давление, \tilde{w}^* и $\tilde{w}^*(\zeta)$ — приведенная масса водяного пара для всего столба атмосферы и с уровня ζ соответственно; τ' , w' — производные.

Рассматривались варианты восстановления ТПО, предусматривающие учет нелинейности селективного поглощения водяным паром (см. табл. 3, вариант 3). Для сопоставления в табл. 3 для варианта 1 приводятся ошибки ΔT_0 , полученные при условии, когда и в прямой, и в обратной задачах учитываются только континуальное и аэрозольное поглощение (аналог узких «микроонок» прозрачности). В варианте 2 селективное поглощение не учитывается только для обратной задачи. В варианте 4 рассматривается влияние аэрозольного ослабления в виде слоя на уровне тропопаузы, вызывающего дополнительное уменьшение радиационной температуры при $m = 1$ на величину $\Delta T_0 = 4$ К. Для остальных вариантов аэрозольное ослабление учитывается по фоновой модели [2]. Из табл. 3 следует, что при большой влажности, характерной для тропической зоны, учет селективного поглощения необходим для всех рассматриваемых интервалов спектра, а минимальные ошибки (ΔT_0) соответствуют интервалам 10,2–11,15 мкм и 10,5–11,5 мкм. Сравнение значений ($\beta_{\Delta\lambda}$, полученных по результатам полинейного интегрирования, с экспериментальными значениями (см. п. 3) свидетельствует об их близости с учетом влияния сезонных вариаций метеопараметров. Из табл. 3 видно, что для интервала спектра 10,5–11,5 мкм ошибки учета влияния атмосферы на определение ТПО, включающие вариации селективного поглощения, могут быть доведены до 0,2–0,3 К. В случае если селективное поглощение не учитывается, то эти ошибки возрастают в два–три раза.

Таблица 3

Ошибки определения температуры поверхности методом экстраполяции на нулевую воздушную массу для четырех интервалов спектра

Модель	Вариант	Ошибки ΔT_0 , К			
		Интервал спектра, мкм			
		10,2–11,15	10,5–11,5	11,15–12,0	12,0–12,9
Тропики	1	–0,16	–0,26	–0,50	–1,30
	2	–0,47	–0,60	–1,10	–2,80
	3	–0,20	–0,19	–0,63	–1,38
	4	–0,28	–0,29	–0,74	–1,54
	$\beta_{\Delta\lambda}$	0,52	0,40	0,61	0,55
Лето, средние широты	1	0,12	0,09	0,03	0,50
	2	–0,05	–0,04	–0,35	–1,10
	3	0,12	0,11	–0,04	0,03
	4	0,09	0,08	0,09	–0,13
	$\beta_{\Delta\lambda}$	0,58	0,53	0,63	0,56
$a_{\Delta\lambda}^{(i)}$	$i=0$	0,003	0,002	0,004	0,005
	$i=1$	0,17	0,22	0,32	0,63

Выводы

1. Проведено сопоставление данных прозрачности атмосферы по измерениям на наклонных и горизонтальной трассах, показавшее их согласованность. Выбран спектральный интервал 11,19–11,41 мкм, позволяющий контролировать содержание водяного пара.

2. Разделение компонент атмосферного поглощения позволило выделить селективное молекулярное поглощение водяным паром, аэрозольное ослабление и остаточное поглощение малыми газовыми примесями, которое оценивается в 0,011 и 0,017 для интервалов спектра 10,5–11,5 мкм и 11,5–12,3 мкм соответственно.

3. Для наиболее употребительных участков спектра в «окнах прозрачности» определены значения коэффициентов, параметризующих селективное поглощение.

4. Разработана методика учета вариаций атмосферных компонент в задаче определения ТПО.

Авторы благодарят А.М. Броунштейна, А.Д. Фролова, Н.Н. Парамонову за помощь в методических вопросах обработки экспериментальных данных и полезное обсуждение результатов.

1. Физические аспекты дистанционного зондирования системы «океан–атмосфера», М.: Наука. 1981. 216 с.
2. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 256 с.
3. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 280 с.
4. Lopez G.L., O'Neill M.A., Gelbwachs J.A. //Appl. Optics. 1983. V. 22. № 23. P. 3701.
5. Малкевич М.С., Георгиевский Ю.С., Чавро А.И., Шукуров А.Х. // Изв. АН СССР. ФАО. 1977. Т. 13. № 12.
6. Roberts R.E., Selby J.E., Biberman L.M. //Appl. Optics. 1976. V. 15. № 9. P. 2085.
7. Фомин В.В. Молекулярное поглощение в инфракрасных окнах прозрачности. Новосибирск: Наука. 1986. 232 с.
8. Шукуров А.Х. //Изв. АН СССР. ФАО. 1986. Т. 22. № 10. С. 1034.
9. Кондратьев К.Я., Прокофьев М.А., Иванов В.А. Опыт осуществления радиационной подпрограммы АТЭП и программы «Разрезы»/(Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы», т. 2). М.: ВИНТИ. 1984. 102 с.
10. Малкевич М.С., Городецкий А.К. //Исследования Земли из космоса. 1985. № 5. С. 30.
11. Дианов-Клоков В.И. //В сб.: Некоторые проблемы современной физики атмосферы. М.: Наука. 1981. С. 158.
12. Парамонова Н.Н., Трифонов М.И. //Труды ГГО. 1980. Вып. 445. С. 89.
13. Парамонова Н.Н., Гуляева Т.М., Броунштейн А.М. //Труды ГГО. 1985. Вып. 496. С. 105.
14. La Rossa A.J. //Proc. IEEE. 1975. V. 63. № 1. P. 5.
15. Rothman L.S. //Appl. Optics. 1981. V. 20. № 5. P. 761.
16. Городецкий А.К., Шукуров А.Х. //Изв. АН СССР. ФАО. 1975. Т. 11. № 7. С. 749.
17. Городецкий А.К., Мамедов Н.Г. Закономерности селективного поглощения ИК-излучения водяным паром в диапазоне спектра 10–13 мкм. 1987. 12 с. (Препринт/ИКИ АН СССР, № 1235).
18. Rast M., Reynolds M.L. //ICARSS'86. Remote sensing today's solutions for tomorrow's information needs. ESA. Paris. 1986. V. 1. P. 33.
19. Mc Clatchey R.A. et al. Optical properties of the atmosphere (revised). AFCRL. Bedford. Mass. Environ. Res. Papers 354. 1971.

Институт космических исследований
АН СССР

Поступила в редакцию
11 апреля 1988 г.

A.K. Gorodetsky, N.G. Mamedov. Separation and Account of Absorption Components in the 10–13 μm Range in the Problem of the Remote Determination of the Sea Surface Temperature.

Different atmospheric attenuation components are separated, including aerosol and trace gas absorption. Observed data on the atmospheric transmittance in the 10–13 μm spectral region along the horizontal and slant paths are compared. A way to account for the variations of the atmospheric absorption components in the problem of the remote determination of the sea surface temperature is proposed.