

УДК 535.361; 551.521

## Яркость дневного неба как источник информации об альbedo подстилающей поверхности в ИК-области спектра. Часть I

В.Е. Павлов<sup>1</sup>, С.С. Орлов<sup>2</sup>, В.В. Пашнев<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Институт водных и экологических проблем СО РАН

656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1

<sup>2</sup>Алтайский государственный университет

656015, г. Барнаул, пр. Ленина, 61

Поступила в редакцию 9.04.2015 г.

Предлагаются методические обоснования определения альbedo подстилающей поверхности в ближней инфракрасной области спектра по данным наблюдений спектральной прозрачности атмосферы и яркости дневного безоблачного неба в альмукантарате Солнца. Анализируется вклад компоненты, описывающей процессы отражения света, в яркость на разных угловых расстояниях от Солнца. Оценено влияние аэрозольного поглощения на компоненты яркости, используемые при определении альbedo. Выявлено влияние зенитного угла Солнца и вытянутости аэрозольной индикатрисы рассеяния на окончательный результат вычислений альbedo.

*Ключевые слова:* инфракрасная область спектра, оптические толщи рассеяния и поглощения, яркость неба, асимметрия аэрозольной индикатрисы рассеяния; infrared region, optical depth of scattering and absorption, sky brightness, asymmetry of aerosol scattering indicatrix.

Отмечаемые в последнее время многими исследователями климатические изменения, происходящие на земном шаре, требуют тщательного изучения вариаций параметров атмосферы и подстилающей поверхности, вызывающих эти изменения. К важнейшим из них относится спектральное альbedo подстилающей поверхности  $q$  [1, 2].

В настоящей статье анализируются возможности использования данных наблюдений яркости неба в безоблачной атмосфере для определения  $q$  при малых и средних аэрозольных толщах рассеяния  $\tau_a$  в ближней ИК-области спектра. Подобный подход к анализу яркости ранее был апробирован нами в солнечном альмукантарате при углах рассеяния  $\varphi > 90^\circ$  и  $0,01 \leq \tau_a \leq 0,05$  в коротковолновой области спектра. Было показано, что в синем [3] и особенно в ультрафиолетовом [4] участках выполняется следующее условие: яркость неба после исключения малых добавок, приносимых аэрозолем, носит практически молекулярный характер. Это обстоятельство позволило решить некоторые весьма значимые задачи оптики атмосферы, связанные, например, с калибровкой экспериментальных данных [5]. В ИК-диапазоне спектра имеет место следующая особенность. При не слишком больших зенитных углах Солнца  $Z_0 \leq 70 \div 75^\circ$  поле нисходящей рассеянной радиации не только в области малых, но и больших

углов рассеяния в основном формируется за счет первичного рассеяния, к которому добавляется излучение, обусловленное отражением света от подстилающей поверхности. Здесь величины спектрального альbedo типичных природных образований обычно больше, чем в видимом диапазоне, особенно в летних условиях. Для альbedo зеленой растительности характерен резкий рост после 0,7 мкм, вплоть до ~ 1,4 мкм, где альbedo растительности близко к альbedo снега и облаков [6]. Примером тому могут также служить данные наблюдений  $q$ , выполненных сотрудниками Педагогического института города Алматы в степи на юго-востоке Казахстана (рис. 1), где летом на обширных пространствах преобладают частично покрытые травой глинистые почвы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что яркость неба  $B$  при должной точности измерений (относительная ошибка  $\Delta B/B$  не более 5%) в сочетании с наблюдениями коэффициентов спектральной прозрачности атмосферы с погрешностью, не превышающей 1–2%, при условии пренебрежимо малого поглощения света газами и аэрозольными частицами могут стать основой для разработок косвенного метода определения альbedo местности в ближней ИК-области спектра.

Актуальность этой проблемы обусловлена в определенной степени тем, что глобальная сеть AERONET [7], охватывающая мониторинговыми наблюдениями яркость неба в нескольких сотнях пунктов земного шара, не всегда сопровождается прямыми измерениями альbedo  $q$  с летательных аппаратов.

\* Владимир Евгеньевич Павлов (pavlov@iwer.asu.ru); Сергей Сергеевич Орлов (r520@list.ru); Владимир Валентинович Пашнев (pashnev@phys.asu.ru).

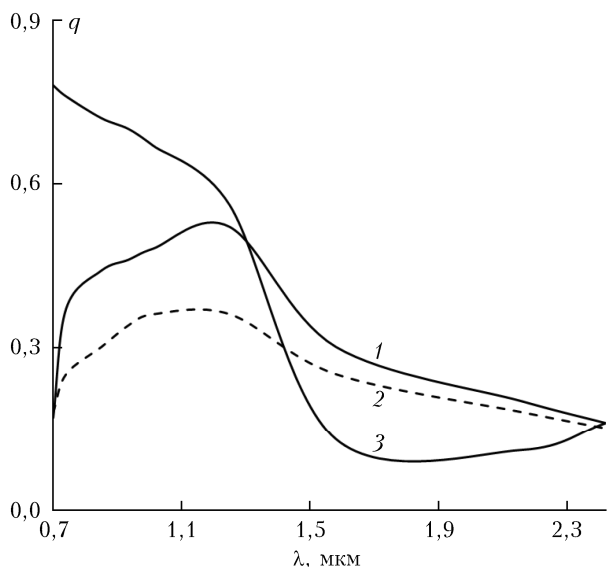


Рис. 1. Средние величины спектрального альбеда подстилающей поверхности для Казахстанской степи: 1 — лето; 2 — осень; 3 — зима

Обычно для определения какого-либо оптического параметра атмосферы или подстилающей поверхности специалистами по измерениям яркости неба используются те или иные методы решения обратных задач [8–11]. Настоящая статья запланирована как базовая для последующих разработок упрощенного — «инженерного» — метода определения  $q$  из наблюдений яркости неба в ИК-диапазоне. Ее суть сводится к выводу ряда приближенных соотношений, связывающих оптические параметры атмосферы и подстилающей поверхности. Такой подход при определении  $q$  исключит необходимость в каждом случае решать уравнение переноса излучения при определении альбеда по яркости неба.

Небольшой экскурс в историю. Заметим, что первые количественные сведения о влиянии альбеда на характеристики поля нисходящей диффузной радиации были получены Чандрасекаром [12], а затем более подробно Coulson, Dave и Sekera [13]. Ими был проанализирован случай однородной молекулярной атмосферы, не содержащей аэрозоль и не поглощающей солнечную радиацию. Экспериментальные данные о вкладе снегового покрова в яркость неба в видимой области спектра опубликованы Лившицем [14]. В основу его исследования положено сравнение величин яркости неба в альмукантарате Солнца в летних и зимних условиях при одинаковых значениях коэффициентов прозрачности атмосферы. Расчетные значения яркости при разных альбедах для случая вытянутых индикатрис рассеяния опубликованы Фейгельсон с сотр. ИФА АН СССР [15]. Впоследствии к проблеме связи яркости неба с отражательной способностью подстилающей поверхности неоднократно обращались разные авторы, например Смеркалов [16] и др.

Безусловно, доля отраженного от подстилающей поверхности света в формировании наблюдаемой яркости неба будет более значимой для уходящего излучения по сравнению с пропущенной радиацией.

Однако в этом случае при определении  $q$ , например с ИСЗ, возникают свои сложности, связанные с необходимостью исключения влияния рассеянного в атмосфере света на яркость [17]. Повышение мутности атмосферы влечет за собой увеличение яркости неба, сходное с ростом альбеда. Наконец, задача по определению  $q$  из измерений интенсивности уходящего излучения с самолетов или ИСЗ становится исключительно сложной при сильной пестроте подстилающей поверхности, например в тундре или в горах, частично и бессистемно покрытых снегом. По-видимому, наиболее удачным решением обсуждаемой проблемы может стать комплексное использование наземных и спутниковых данных [18].

Итак, анализируя доходящее до поверхности Земли рассеянное излучение, представим наблюдаемую яркость неба в солнечном альмукантарате в виде суммы трех компонент

$$B_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q) = B_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + B_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + B_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q), \quad (1)$$

где  $B_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  — яркость однократно рассеянного света,  $B_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  — компонента, обусловленная многократным рассеянием, а  $B_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$  — отражением света от подстилающей поверхности с альбедо  $q$ . Здесь  $\tau_m$  — молекулярная оптическая толщина рассеяния;  $\eta_a$  — альбедо однократного рассеяния аэрозольных частиц. Отражение будем считать ортотропным, т.е. последний член в (1) — не зависящим от  $\varphi$ . Выбор участка спектра, где полосы газового поглощения практически отсутствуют, позволяет добиться условия  $\eta_m \sim 1$  ( $\eta_m$  — молекулярное альбедо однократного рассеяния). Именно на этом принципе конструируется аппаратура, используемая в системе AERONET [7].

Для последующей обработки и анализа экспериментальных данных вычислим, решая уравнение переноса излучения, входящие в (1) компоненты  $B_1$ ,  $B_2$  и  $B_q$  и разделим их на  $E_{0,\lambda} e^{-\tau \sec Z_0} \sec Z_0$ , где  $E_{0,\lambda}$  — спектральная солнечная постоянная. Получим

$$f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q) = f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q). \quad (2)$$

Функция  $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  представляет собой направленный коэффициент однократного рассеяния, а  $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  и  $f_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$  — добавки к нему за счет многократного рассеяния и отражения света от подстилающей поверхности. Функцию  $f_n$  часто называют абсолютной индикатрисой яркости [16]. Следует заметить, что определяемая по яркости неба компонента  $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  первичного рассеяния не зависит от толщи поглощения [14] и имеет нормировку:

$$\tau_1 = 2\pi \int_0^\pi f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) \sin \varphi d\varphi. \quad (3)$$

Здесь  $\tau_1$  — оптическая толщина рассеяния (молекулярная + аэрозольная). Соотношение (3), по сути,

определяет количественную связь между интенсивностями прямого и однократно рассеянного излучения, что создает множество дополнительных удобств при решении ряда практических задач, в том числе и относящихся к проблеме переноса излучения в атмосфере [3–5, 14, 16, 19].

Интегрирование соотношения (2) в тех же пределах приводит к следующему выражению:

$$\tau_n = \tau_1 + \tau_2 + \tau_q. \quad (4)$$

Величину  $\tau_n$  часто называют «оптической толщиной, отягощенной многократным рассеянием и отражением света от подстилающей поверхности». Следует заметить, что использование соотношения (4) при решении некоторых задач переноса излучения, в частности определения альбедо подстилающей поверхности, существенно продуктивнее, чем применение формулы (2) и тем более (1) [14].

Развитие в последние годы численных методов решения уравнения переноса излучения, в частности метода Монте-Карло, и использование в расчетах яркости современной вычислительной техники позволяют обеспечить высокую точность в определении компонент, входящих в уравнения (1), (2), при любых входных параметрах безоблачной атмосферы с небольшими временными затратами. Если в ИК-области спектра относительная погрешность расчетов компонент, входящих в (1)–(4), не хуже 1%, то это дает возможность подробно описать процесс формирования диффузных световых полей. Такая задача и составляет основу настоящего исследования. Соответствующее программное обеспечение для решения уравнения переноса методом Монте-Карло было любезно предоставлено в наше распоряжение Журавлевой [20], Андреевым и Бедарева [21]. В работе [21] условно полагается значение солнечной постоянной  $E_0$  равным 1. Иначе говоря, расчетные данные выражаются в единицах солнечной постоянной. Чтобы вычисленные значения яркости перевести в стандартные в Вт/(см<sup>2</sup>·нм), достаточно умножить их на соответствующие табличные значения солнечной постоянной.

Рассмотрим поведение второй и третьей компонент яркости для однородной атмосферы. Последнее упрощение вполне приемлемо для точек, лежащих в плоскости солнечного альмукантарата [14]. Аэрозоль примем состоящим из трех фракций: ультрамикроскопической, субмикронной и грубодисперсной [22]. Используемые в последующих расчетах три индикатрисы аэрозольного рассеяния для логнормальных функций распределения частиц по размерам представлены на рис. 2. Показатель преломления аэрозольного вещества принят равным 1,5, его мнимая часть — нулю. Если характеризовать вытянутость каждой из индикатрис величиной коэффициента асимметрии рассеянных световых потоков

$$\Gamma_a = \frac{\int_0^{\pi/2} f_a(\varphi) \sin \varphi d\varphi}{\int_{\pi/2}^{\pi} f_a(\varphi) \sin \varphi d\varphi}, \quad (5)$$

то значения  $\Gamma_a$  соответственно равны 6, 9 и 14.

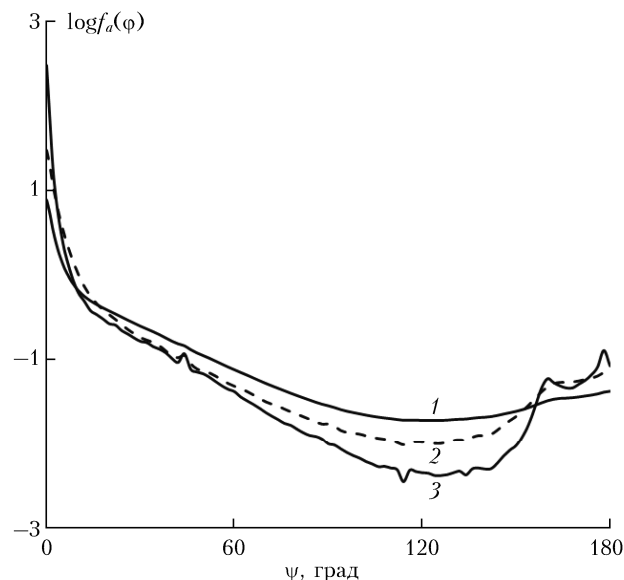


Рис. 2. Исходные абсолютные индикатрисы аэрозольного рассеяния с коэффициентами асимметрии 6 (1), 9 (2) и 14 (3)

Добавляя к абсолютным аэрозольным индикатрисам направленные коэффициенты однократного молекулярного рассеяния  $f_m(\varphi)$  и варьируя число частиц (или аэрозольную оптическую толщину рассеяния) во фракциях, можно скомбинировать суммарные абсолютные индикатрисы однократного рассеяния  $f_1(\varphi)$  с различными значениями коэффициентов асимметрии световых потоков  $\Gamma_a$  для применения в последующих расчетах.

В настоящей статье основные численные эксперименты выполнены, если не оговаривалось особо, при  $\tau_m = 0,007$  (длина волны 1,02 мкм),  $\tau_a = 0,1$ ,  $\eta_a = 0,95$  и  $\Gamma_a = 9$ . На рис. 3 представлен пример расчета абсолютных функций многократно рассеянного света  $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ . Они вычислены путем

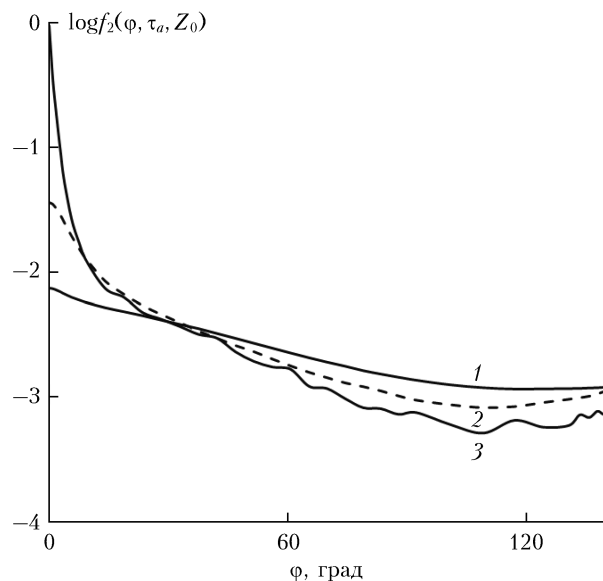


Рис. 3. Угловые зависимости компоненты индикатрисы яркости многократно рассеянного света  $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  при различной асимметрии индикатрис аэрозольного рассеяния  $\Gamma_a$ : 6 (1), 9 (2) и 14 (3)

Таблица 1

Значения  $\tau_n$  при разных параметрах атмосферы

$\eta_a$	1,0		0,95		0,8		0,7		
	$Z_0$ , град	60	75	60	75	60	75	60	75
$\tau_a = 0,1$		0,124	0,140	0,124	0,139	0,123	0,13	0,123	0,136
								(0,8%)	(2,8%)
$\tau_a = 0,15$		0,193	0,228	0,193	0,227	0,192	0,223	0,191	0,221
								(1,0%)	(3,5%)

решения уравнения переноса излучения при условии  $q = 0$ . Согласно выводам [15, 19], многократно рассеянный свет явно обладает различной угловой структурой. Более того, имеют место отличия  $f_2(\varphi)$  для разных индикатрис  $f_1(\varphi)$  и по абсолютной величине.

В связи с этим при решении задачи по выделению индикатрисы однократного рассеяния  $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  из наблюдаемой  $f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$  необходимо для каждого индивидуального угла  $\varphi$  вычитать сумму компонент  $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$ . Если же, как в нашем случае, решается задача об использовании индикатрисы яркости  $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  для определения альbedo подстилающей поверхности  $q$ , то при выделении члена  $f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$  требуется учитывать угловую структуру как однократно, так и многократно рассеянного света.

Рассмотрим вопрос о влиянии аэрозольного поглощения света на входящие в соотношение (4) компоненты (табл. 1). Как отмечалось выше, поглощение в процессе переноса излучения в диффузной среде не меняет абсолютных значений направленных коэффициентов первичного рассеяния  $f_1(\varphi)$  и соответственно  $\tau_1$  в формуле (4). Чтобы судить о поглощении только многократно рассеянного света, альbedo подстилающей поверхности  $q$  полагалось равным нулю. Все эти параметры в расчетах  $\tau_n$  сохранялись, исключая  $\eta_a$ , который менялся в пределах от 1,0 до 0,7.

Как следует из табл. 1, расхождения величин  $\tau_n$ , обусловленные изменениями параметра  $\eta_a$ , при фиксированных зенитных углах Солнца  $Z_0$  очень малы. Максимальные отступления от случая консервативного рассеяния ( $\eta_a = 1$ ) возникают, по сути, в таких ситуациях, когда в атмосфере присутствуют частицы, сильно поглощающие свет (типа городского смога). Они указаны в последнем столбце таблицы ( $\eta_a = 0,7$ ) и варьируют от 0,8 до 3,5%. Это говорит о безусловной рациональности использования соотношения (4), а не (2) и тем более не (1), в определениях альbedo  $q$  по наблюдаемой яркости неба в ближней ИК-области спектра.

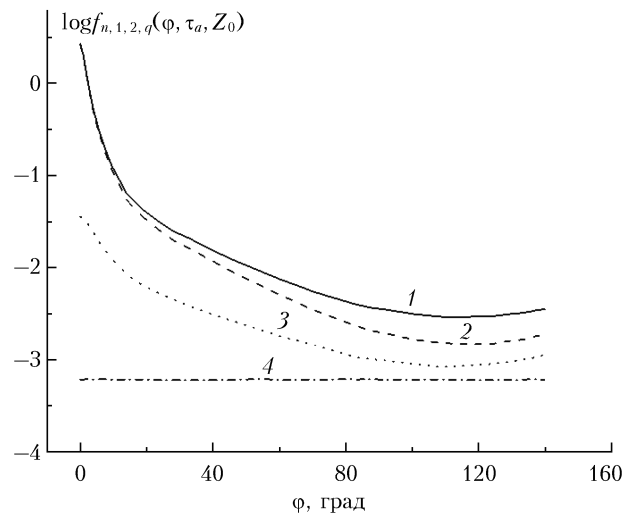
Оценим вклад  $\tau_q$  в  $\tau_n$  для альbedo подстилающей поверхности  $q$ , изменяющегося в пределах от 0,1 до 0,7, и зенитного угла Солнца  $Z_0 = 75^\circ$ . Значения  $\tau_q / \tau_n$  невелики и даже при высоких значениях  $q = 0,7$  не превышают 20% (табл. 2). Вместе с тем из анализа угловых различий  $f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$ ,  $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ ,  $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$  и  $f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$  следует, что при выполнении условия независимости  $f_q$  от  $\varphi$  с ростом угла рассеяния и при  $\varphi \geq 60^\circ$

Таблица 2

Вклад  $\tau_q$  в  $\tau_n$  (%) при зенитном угле Солнца  $Z_0 = 75^\circ$ 

$\Gamma_a$	$\varphi$	$q$			
		0,1	0,3	0,5	0,7
6	$0 \leq \varphi \leq 180^\circ$	3,0	8,5	13,6	18,3
9	$0 \leq \varphi \leq 180^\circ$	2,4	7,1	11,3	15,2
14	$0 \leq \varphi \leq 180^\circ$	2,1	6,1	9,8	13,2

компонента  $f_q$  приближается к  $f_2$  и  $f_1$  (рис. 4). Отсюда следует, что можно подобрать такой оптимальный диапазон углов  $\Delta\varphi$ , в котором отраженный от подстилающей поверхности свет вносит существенно больший вклад в нисходящее излучение.

Рис. 4. Угловой ход компонент индикатрис яркости  $f_{n,1,2,q}$ :  $f_n$  (1),  $f_1$  (2),  $f_2$  (3),  $f_q$  (4) при  $Z_0 = 70^\circ$  и  $q = 0,2$ 

По аналогии с соотношением (4) введем в рассмотрение величину  $S_n$ , которая отличается от  $\tau_n$  пределами интегрирования:

$$S_n = S_1 + S_2 + S_q, \quad (6)$$

где

$$S_n = 2\pi \int_{\varphi_{\min}}^{\varphi_{\max}} f_n(\varphi) \sin \varphi d\varphi, \quad (7)$$

$$S_1 = 2\pi \int_{\varphi_{\min}}^{\varphi_{\max}} f_1(\varphi) \sin \varphi d\varphi \quad (8)$$

и

$$S_2 = 2\pi \int_{\varphi_{\min}}^{\varphi_{\max}} f_2(\varphi) \sin \varphi d\varphi. \quad (9)$$

Границы интегрирования могут быть подобраны следующим образом. Для анализируемого выше случая выбор нижнего предела  $\varphi_{\min}$ , по сути, уже предопределен всеми предыдущими рассуждениями:  $\varphi_{\min} = 60^\circ$ . Зададим интервал  $\Delta\varphi$  равным  $60^\circ$ . Если зенитный угол Солнца  $Z_0 = 60^\circ$ , то  $\varphi_{\max} = 2Z_0 = 120^\circ$ . Этот угол соответствует максимальному азимуту  $\Psi = 180^\circ$  в солнечном альмукантарате. Желательно, чтобы верхний предел интегрирования  $\varphi_{\max}$  в диапазоне зенитных углов Солнца  $60 \leq Z_0 \leq 75^\circ$  сохранялся во всех случаях и был равен  $2Z_0$ . Тогда значения  $\varphi_{\min}$  будут меняться как  $2Z_0 - 60^\circ$ .

О том, насколько рационален переход от  $\tau_n$  к  $S_n$  при определении  $q$ , можно судить из табл. 3, в которой приведено отношение  $S_q/S_n$  для разных значений асимметрии аэрозольной индикатрисы (в процентах). Вклад  $S_q$  в  $S_n$  обычно заметно превышает вклад  $\tau_q$  в  $\tau_n$ . Его доля при альbedo подстилающей поверхности  $0,5 \div 0,7$  достигает  $30 \div 45\%$ . Заметим, что значения  $q \sim 0,5 \div 0,7$  в ИК-области спектра весьма часто реализуются в природе [6].

Таблица 3  
Вклад  $S_q$  в  $S_n$  (%) при зенитном угле Солнца  $Z_0 = 75^\circ$

$\Gamma_a$	$q$				
	$\varphi$	0,1	0,3	0,5	0,7
6	$90 \leq \varphi \leq 150^\circ$	7,6	20,1	29,7	37,3
9	$90 \leq \varphi \leq 150^\circ$	8,4	21,8	31,9	39,8
14	$90 \leq \varphi \leq 150^\circ$	10,4	26,1	37,1	45,4

О том, в какой мере функция  $S_n$ , которая впоследствии будет использована для определения  $q$ , зависит от альbedo подстилающей поверхности, видно из рис. 5. На нем приведены ее расчеты для двух зенитных углов Солнца  $62,5$  и  $75^\circ$  при  $\Gamma_a = 9$ . Охвачен широкий диапазон изменений  $q$ : от 0 до 0,7, включающий экспериментальные данные. Связь  $S_n$  с  $q$  носит четко выраженный линейный характер, что обеспечивает простоту последующих аппроксимаций, использование которых будет осуществлено в разрабатываемой методике.

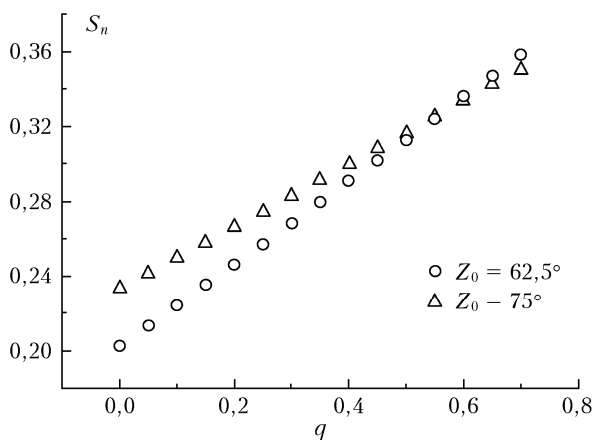


Рис. 5. Зависимость функции  $S_n$  от альbedo подстилающей поверхности

Подведем итоги всему вышесказанному. В статье предлагаются основы методики определения величин

альbedo подстилающей поверхности по яркости дневного безоблачного неба в солнечном альмукантарате в ИК-области спектра. Методом Монте-Карло выполнены предварительные расчеты яркости в области спектра  $1,02$  мкм и подобраны соответствующие функции, которые будут положены в основу определения альbedo из измерений. Для получения «инженерных» формул и сеток радиационных параметров, которые будут применяться в методике, необходимо дополнить настоящее исследование следующими материалами:

- 1) выполнить недостающие расчеты яркости и осуществить их анализ для других длин волн (например, в соответствии с каналами MODIS:  $0,858; 1,24; 1,64; 2,13$  мкм) в ИК-диапазоне;
- 2) подробно исследовать зависимость используемых в методике величин от значений оптических толщ рассеяния;
- 3) аналогичную работу провести для более детального ряда зенитных углов Солнца;
- 4) после выполнения этих исследований четко сформулировать технологию определения альbedo в ИК-области спектра. Представить заключение о точности разрабатываемой методики.

Решение этих вопросов намечено на ближайшее будущее.

1. Кондратьев К.Я. Радиационные характеристики атмосферы и подстилающей поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 682 с.
2. Покровский О.М., Махоткина Е.Л., Покровский И.О., Рябова Л.М. Тенденции межгодовых колебаний составляющих радиационного баланса и альbedo поверхности суши на территории России // Метеорол. и гидрол. 2004. № 5. С. 37–48.
3. Павлов В.Е., Хвостова Н.В. Косвенный метод оценки систематических ошибок в измерениях яркости неба на сети AERONET // Вычислительные технологии. Т. 13. Вестн. КазНУ им. Аль-Фараби. Серия: Математика, механика, информатика. № 4(59). Совместный вып. Ч. 3. 2008. С. 27–31.
4. Павлов В.Е. Поле нисходящей ультрафиолетовой радиации в безоблачной атмосфере. Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. Томск, 1983. 32 с.
5. Pavlov V.E., Khvostova N.V., Panchenko M.V., Terpigova S.A. Indirect method for estimation of the errors in measurements of sky irradiance with sun-photometers CIMEL: Calibration by molecular scattering // Int. J. Remote Sens. 2011. V. 32, iss. 23. P. 8699–8710.
6. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
7. Holben B.M., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E.F., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66. P. 1–16.
8. Марчук Г.И., Михайлов Г.А., Назаралиев М.А., Дарбинян Р.А., Каргин Б.А., Елепов Б.С. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.
9. Ukhinov S.A., Chimaeva A.S. Convergence of Monte-Carlo algorithms for reconstructing the scattering phase function with polarization // Sib. Zh. Vychisl. Mat. 2011. V. 14, N 1. P. 103–116. DOI: 10.1134/S1995423911010083.

10. *Антофеев В.С., Назаралиев М.А.* Обратные задачи атмосферной оптики. Новосибирск: Вычислительный центр СО АН СССР, 1988. 156 с.
11. *Dubovik O.T., King M.D.* A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
12. *Чандрасекар С.* Перенос лучистой энергии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1953. 431 с.
13. *Coulson K.L., Dave J.V., Sekera Z.* Tables related to radiation emerging from a planetary atmosphere with Rayleigh scattering. Berklay – Los Angeles: University of California press, 1960. 548 p.
14. *Лившиц Г.Ш.* Рассеяние света в атмосфере. Алма-Ата: Наука КазССР, 1968. 177 с.
15. *Фейгельсон Е.М., Малкевич М.С., Коган С.Я., Коронатова Т.Д., Глазова К.С., Кузнецова М.А.* Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии // Труды Института физики атмосферы. Ч. 1. 1957. 104 с.
16. *Смеркалов В.А.* Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат, 1997. 34 с.
17. *Лагутин А.А., Никулин Ю.А., Шмаков И.А., Жуков А.П., Лагутин А.А., Резников А.Н., Синицын В.В.* Восстановление характеристик подстилающей поверхности сибирского региона по данным спектрорадиометра MODIS // Вычислительные технологии. Т. 11. Ч. 1. 2006. С. 61–71.
18. *Sinyuk A., Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Breon F.-M., Martonchik J., Kahn R., Diner D.J., Vermote E.F., Roger J.-C., Lapyonok T., Slutsker I.* Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data // *Remote Sens. Environ.* 2007. V. 107. P. 90–108.
19. *Пясковская-Фесенкова Е.В.* Исследование рассеяния света в земной атмосфере. М.: Наука, 1957. 218 с.
20. *Журавлева Т.Б.* Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. Часть I. Детерминированная атмосфера // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 28, № 2. С. 99–114.
21. *Andreev S.Yu., Bedareva T.V.* Computer information system for studying spectral and angular characteristics of solar radiation // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V. 26, N 5. P. 427–431.
22. *Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовева Ю.С.* Оптические параметры атмосферного аэрозоля // *Физика атмосферы и проблемы климата.* М.: Наука, 1980. С. 216–257.

*V.E. Pavlov, S.S. Orlov, V.V. Pashnev.* **Brightness of day sky as a source of information on albedo of underlying surface in infrared region.**

In the first part of the paper, we offer a methodological ground for determination of the surface albedo in the near infrared (NIR) region using the observations of the atmosphere spectral transparency and the brightness of day cloudless sky in the Sun almucantar. The contribution of the component describing the processes of light reflection into the brightness at different angular distances from the Sun is analyzed. The effect of aerosol absorption on brightness components used to determine the albedo is estimated. The effect of the zenith angle of the Sun and the elongation of aerosol scattering indicatrix on the final albedo calculation is revealed.