

Член-корреспондент АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВ,
О. Б. ВАСИЛЬЕВ, В. С. ГРИШЕЧКИН

О СПЕКТРАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА
ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ

В численных методах прогноза погоды и моделирования общей циркуляции атмосферы используются различные приближенные теоретические схемы для учета радиационных факторов, которые содержат много условностей и являются, как правило, сугубо приближенными. Использование данных высотных аэростатных радиационных зондирований для проверки теоретических схем учета лучистого притока тепла показало, что одной

из главных проблем является учет поглощения коротковолновой радиации аэрозолем (^{1, 2}). Хотя факт существования «остаточного» (аэрозольного) поглощения был установлен уже давно, оставалась не вполне ясной природа этого поглощения, поскольку можно было высказать различные предположения об источниках остаточного поглощения.

Первый опыт получения экспериментальных данных, необходимых для количественной оценки спектрального лучистого притока тепла, был осуществлен в октябре 1970 г. в период проведения Комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭК-70) (³). Комплекс измерений включал изучение вертикальных профилей спектральных потоков коротковолновой радиации в атмосфере с одновременной регистрацией влияющих на эти потоки факторов (спек-

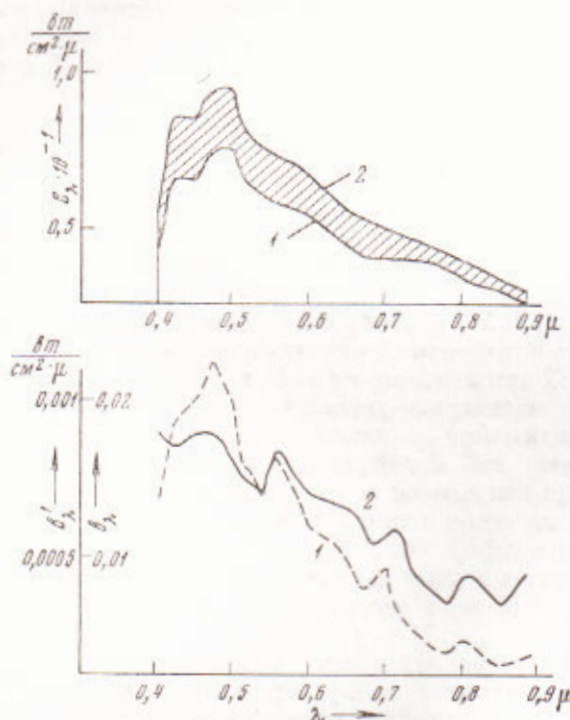


Рис. 1. Вверху — спектральный баланс на границах зондируемого слоя атмосферы: $H_2 = 300$ м (1), $H_1 = 8400$ м (2). Внизу — спектральное распределение лучистого притока для слоя $H_1 - H_2$: 1 — b_λ ; 2 — b_λ'

тральные оптические толщины атмосферы, вертикальное распределение концентрации аэрозолей, спектральное альbedo подстилающей поверхности и др.). Измерения выполнялись с помощью спектрометров К-1 с борта самолета-лаборатории ИЛ-18. Спектральный диапазон измерений 0,3—0,95 μ . Описание аппаратуры и методики эксперимента дано в работах (⁴⁻⁶).

Измерения проводились в районе Чардыку (пустыня Каракум), в 200 км к северо-востоку от Ашхабада. Подстилающая поверхность — се-

рый песок с редкой растительностью. 25 X 1970 г., в 11 час. 50 мин. самолет-лаборатория ИЛ-18 начал спуск с высоты 8400 м и закончил его через 30 мин. на высоте 300 м (время московское). Наблюдения проводились в безоблачной атмосфере при наличии значительной дымки. Зенитное расстояние Солнца в начале спуска $z_{\odot} = 55^{\circ}$. Изменение зенитного расстояния Солнца за время регистрации спектров составляло 2° .

Обработка спектров нисходящего $F_{\lambda}^{\downarrow}(H_i)$ и восходящего $F_{\lambda}^{\uparrow}(H_i)$ потоков радиации предусматривала вычисление спектрального баланса $B_{\lambda}(H_i) = F_{\lambda}^{\downarrow}(H_i) - F_{\lambda}^{\uparrow}(H_i)$ на тех же уровнях в атмосфере и спектрального лучистого притока тепла $b_{\lambda} = B_{\lambda}(H_1) - B_{\lambda}(H_2)$ для всего зондируемого слоя атмосферы $H = H_1 - H_2$. Рис. 1 иллюстрирует изменчивость величин спектрального баланса на уровнях H_1 и H_2 по данным для спектральных интервалов вне полос молекулярного поглощения. Очевидно, что заштрихованная площадь на рис. 1 есть спектральный лучистый приток для слоя атмосферы $H = H_1 - H_2$. На рис. 1 показаны также величина притока b_{λ} и нормированная величина притока $b_{\lambda}' = b_{\lambda}/F_{\lambda}^{\downarrow}(H_1)$.

Оценка влияния изменения зенитного расстояния Солнца в процессе проведения эксперимента показывает, что учет этого влияния приводит к завышению b_{λ} при $\lambda = 0,45 \mu$ (вблизи максимума) примерно на 20%, что соответствует 3—4% по отношению к нисходящему потоку, и 12—25% от восходящих потоков радиации. С учетом завышения b_{λ} получаем, что из падающего на верхнюю границу атмосферы излучения при $\lambda = 0,45 \mu$ (порядка $0,12 \text{ вт/см}^2 \cdot \mu$) при альbedo подстилающей поверхности $A_{\lambda=0,45\mu} = 0,15$ земной поверхностью поглощается около $0,06 \text{ вт/см}^2 \cdot \mu$, т. е. порядка 50% приходящего на границу атмосферы излучения. Слой атмосферы до высоты 8400 м поглощает около $0,015 \text{ вт/см}^2 \cdot \mu$, т. е. примерно 12% приходящего на границу атмосферы излучения. Аналогичные величины для $\lambda = 0,65 \mu$ составляют соответственно 50 и 8% при $A = 0,24$; для $\lambda = 0,85 \mu$ 50 и 4% при $A = 0,26$. Оценки коэффициентов пропускания и прозрачности атмосферы, соответствующих условиям эксперимента, показывают, что эксперимент проводился в условиях низкой прозрачности атмосферы, обусловленной большой ее запыленностью. Как видно из рис. 1, в условиях замутненной атмосферы лучистый приток тепла существенно селективен. Наличие мелких экстремумов обусловлено, по-видимому, ошибками измерений.

Таким образом, предварительная обработка результатов измерений показывает, что в коротковолновой области спектра атмосферный аэрозоль может поглощать количество лучистой энергии, сравнимое с радиацией поглощенной подстилающей поверхностью при больших альbedo.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Поступило
15 III 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ К. Я. Кондратьев, И. Л. Вулис, Г. А. Никольский, Метеорол. и гидр., № 7 (1969). ² К. Я. Кондратьев, Л. Р. Дмитриева-Арраго и др., Метеорол. и гидр., № 8 (1970). ³ К. Я. Кондратьев, Л. Р. Орленко и др., Метеорол. и гидр., № 11 (1970). ⁴ В. В. Михайлов, В. П. Войтов, Сборн. Проблемы физики атмосферы, Л., № 4 (1966). ⁵ В. В. Михайлов, В. П. Войтов, Там же, № 7 (1969). ⁶ О. Б. Васильев, В. П. Войтов и др., Там же, № 9 (1971).