

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.501:629.195.1

А.К. Городецкий

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОБЛАСТИ СПЕКТРА 10–18 МКМ

По данным самолетных измерений определена излучательная способность облаков различных типов в области спектра 10–12 мкм.

Измерения излучения облаков и противоизлучения атмосферы сопровождались измерениями атмосферных метеопараметров.

Полученные значения излучательной способности использованы при разработке дистанционных методов определения характеристик облачности, основанных на сочетании спектральных и угловых распределений интенсивности излучения. Комплексные одновременные измерения в ИК и видимом диапазонах спектра использованы для определения температуры и высоты верхней границы облаков, а в сочетании с СВЧ-диапазоном и фазового состава.

Средний ИК диапазон спектра широко используется для целей определения характеристик облачности: температуры T_c , балльности n_c и высоты верхней границы облаков (ВГО) — h_c [1, 2]. Для перехода от радиационной температуры $T_r(v)$ к высоте h_c разработаны одноканальные и многоканальные методики [2–4]. Информацию о фазовом составе облаков дают результаты измерений отраженного солнечного излучения в областях поглощения жидкокапельной воды и льда [3,5], а также из СВЧ измерений [6]. При этом большинство методов основывается на упрощающем предположении, что облака являются монослойными и оптически плотными, а их излучательная способность ϵ_v равна 1. Для разработки методов, учитывающих разнообразие форм облачности, требуется получение экспериментальных данных, причем наиболее надежными могут быть измерения, выполненные с борта самолета.

В настоящей работе приводятся результаты определения радиационных характеристик облачности, полученные по измерениям с самолета [7] и спутника «Космос-1151» [8].

Определение излучательной способности облаков. Измерения излучения ВГО проводились с самолета ИЛ-14 с помощью радиометра на область спектра 10,5–12 мкм. Измерения радиационной температуры дополнялись метеорологическими данными о давлении p , температуре воздуха $T_a(p)$, относительной влажности $a(p)$. В комплекс аппаратуры входил также нефелометр, с помощью которого определялся коэффициент обратного рассеяния облачной среды $\sigma(0,53)$ на длине волны 0,53 мкм [9].

Осуществлялись два режима полетов — над ВГО и под нижней кромкой облаков, что дало возможность определить излучательную способность ϵ_v для восходящего и нисходящего излучений. Для учета противоизлучения атмосферы проводились измерения падающего излучения надоблачного слоя $I_m^\downarrow(m)$, $m = \sec \theta$, где θ — зенитный угол, и восходящего излучения подоблачного слоя $I_m^\uparrow(m)$. С помощью этих измерений излучательная способность ϵ_v для ВГО определялась в виде

$$\epsilon_v = (I_v - I_v^\downarrow) / [B_v(T_a(h_c)) - I_v^\downarrow]. \quad (1)$$

Источником ошибок определения ϵ_v являются надоблачные инверсии и частичная прозрачность облаков. Для полупрозрачных облаков измерения ϵ_v будут сильно искажены излучением земной поверхности. Поэтому нами выбирались оптически плотные облака, а в качестве критерия плотности принималось условие $T_r(v) < T_a(h_c)$, где $T_r(v)$ — радиационная температура, а $T_a(h_c)$ — температура воздуха на уровне ВГО. Результаты измерений ϵ_v даны в табл. 1, в которой для каждого типа облаков приводятся измерения (1) и (2), соответствующие максимальному и минимальному значению ϵ_v .

Излучательная способность облаков ϵ_v в области спектра 10,5–12 мкм

№ п/п	Форма, тип облаков	Высота ВГО, h_c , мощность облаков, Δh_c км		Температура ВГО, T_c °С град. темп. (град/км) $\Delta T/\Delta h$ (град/км)		Излучательная способность, ϵ_v	
		(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
1	Sc cir or, частично инверсионный	1,7 0,32	1,81 0,26	-1,4 4,2	-6,5 5	0,99	0,94
2	As, безынверсионный полупрозрачный	4,9 0,46	3,3 1,3	-16,5 8,1	-7,2 4,7	1	0,95
3	As, подынверсионный	2,8 0,17	3,7 0,35	-9,5 6	-2,3 6,7	0,99	0,935
4	Ci, частично инверсионный	2,9 1,4	1,4 *	-13 4,8	-12	0,92	0,91
5	Ci, подынверсионный	2,08 1,2	2,0 1,05	-6,1 6	-6 5,9	0,94	0,93
6	Sc	0,5 0,5	($h_{н.г.}$)	22,3 8	($T_{н.г.}$)	0,96	0,93

Реализации 1–5 относятся к ВГО, а 6 – к нижней границе. Из табл. 1 видно, что для различных форм облачности $0,92 \leq \epsilon_v \leq 1$. Эти вариации излучательной способности отражают изменчивость их макро- и микрофизических характеристик, проявляющуюся в различии средних значений, моментов и плотности распределения коэффициента обратного рассеяния облаков $\sigma(0,53)$ (рис. 1, табл. 2) и оптической толщины облаков $\tau(0,74)$, определенной по измерениям отраженной солнечной радиации с помощью асимптотических формул Г.В. Розенберга [10, 11]. Одним из проявлений отличия излучательной способности ϵ_v от 1 является угловая зависимость интенсивности излучения облаков для восходящего и нисходящего направлений.

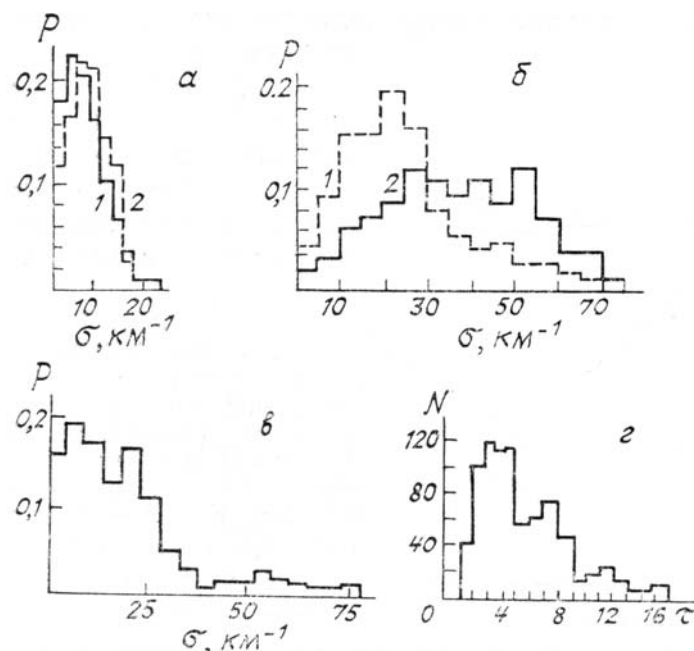


Рис. 1. Плотность распределения коэффициентов рассеяния, (а) 1 – слоисто-дождевые облака Ns–As, 2 – As; (б) 1 – плотные Ns–As вблизи фронтальной зоны, 2 – St; (в) – слоисто-кучевые облака Sc; (г) – плотность распределения оптических толщин $N(\tau)$, полученная по измерениям со спутника «Космос-320»

Коэффициенты обратного рассеяния $\sigma(0,53)$ для облаков различных форм

№ п/п	Форма облаков	Среднее значение $\bar{\sigma}$ (км ⁻¹)	Среднеквадратическое отклонение $\Delta\sigma$ (км ⁻¹)	Данные работы [14]
1	Ns—As вблизи фронтальной зоны	24,3	13,5	28,6
2	Ns—As на расстоянии 200 км от зоны осадков	6,3	4,1	—
3	St	37	16,4	42,6
4	Sc	18,1	12,3	47,5
5	As	7,0	4,1	25,5

На рис. 2 представлена зависимость $I(m)/I(m=1)$ в интервале $11,1 \pm 0,37$ мкм, рассчитанная по измерениям со спутника «Космос-1151» для высоких облаков с радиационной температурой 220—240°K [8], и угловое распределение для $I_v(m)/B_v(T_c)$ на уровне нижней границы облаков, полученное по самолетным измерениям [7]. Из рис. 2 видно, что в случае нисходящего излучения $\epsilon_v(m)$ имеет немонотонный характер, что является следствием вертикального распределения температуры в приграничном слое, роста оптического пути в нижней, наиболее теплой части облака с увеличением Θ , а затем следствием увеличения коэффициента отражения.

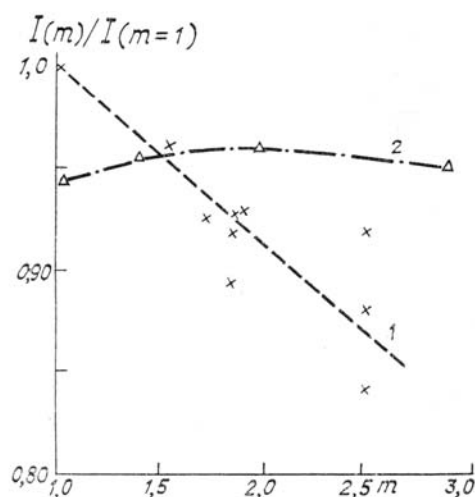


Рис. 2. Зависимость интенсивности излучения в области спектра 11,1 мкм от воздушной массы: 1 — отношение интенсивностей уходящего излучения $I_v(m)/I_v(m=1)$ для высоких облаков с радиационными температурами в диапазоне 200—220 К; 2 — угловое распределение $I_v(m)/B_v(T_c)$ на уровне нижней границы облаков, измеренное с самолета [7]

Сопоставление ϵ_v , полученных в настоящей работе, с данными аналогичных измерений [12, 13] свидетельствует об удовлетворительном согласии средних значений ϵ_v . Представляет интерес также анализ высотного хода интегральных значений излучательной способности $\hat{\epsilon}_v$, полученных по полусферическим потокам излучения. Из данных работы [14] следует, что значения $\hat{\epsilon}_v = \bar{\epsilon}_v + \sigma_{\epsilon}$, равные сумме средних значений и среднеквадратического отклонения и характеризующие верхний предел флуктуации коэффициентов излучательной способности для оптически плотных облаков средних широт, уменьшаются от 0,98—0,90 до 0,82—0,76 с увеличением высоты ВГО от 1 до 6—7 км. Одной из причин этого является выхолаживание слоя у верхней границы.

Определение высоты ВГО. В работе [15] был предложен метод определения высоты ВГО, основанный на сопоставлении радиационной высоты h_p , рассчитанной по измерениям собственного излучения в области спектра 10—12 мкм, и фотометрической высоты h_f , найденной независимым образом по измерениям отраженного солнечного излучения в полосе кислорода 0,76 мкм. По данным [15] среднеквадратическое значение разности высот $\Delta h = h_p - h_f$ составляло 1,2 км.

Этот метод был использован также при обработке измерений, осуществленных со спутника «Космос–1151» с помощью многоканального радиометра [8] и фотометра [16]. На рис. 3 приводится регрессия между высотами h_p и h_ϕ , полученная для разреза по трассе спутника над тропической зоной Индийского океана за 18.07.80 г. Длина участка разреза равнялась 2000 км, при этом воздушная масса изменялась в пределах 2,10–2,16. Для этих данных среднеквадратическое отклонение по 345 измерениям $\sigma_\zeta = 0,09$, что соответствует $\sigma_h = 1,16$ км.

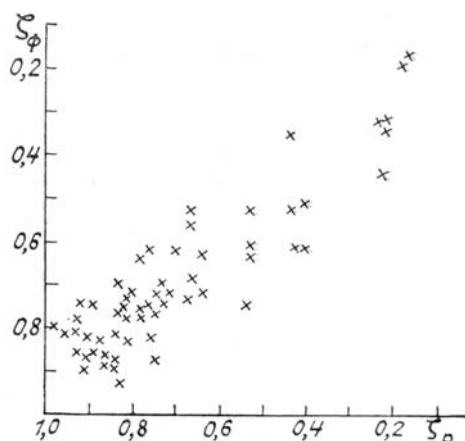


Рис. 3. Регрессия между высотой облаков h_p и h_ϕ , определенных с ИСЗ «Космос-1151» по измерениям в области спектра 11,1 и 0,74–0,76 мкм соответственно

Помимо геометрических факторов, связанных с различием полей зрения приборов, расхождение высот Δh вызывается случайными вариациями физических факторов [17]. В ИК–диапазоне ими являются давление и температура на уровне ВГО, а также профили температуры $T(\zeta)$ и влажности $a(\zeta)$ в надоблачном слое. Радиационная высота облаков определяется из соотношений

$$B_v [T(\zeta_p)] = I_v / \varepsilon_v V_v(\zeta_p); \quad (2)$$

$$T(\zeta_p) = B_v^{-1}, \quad (3)$$

где $V_v(\zeta_p)$ – передаточная функция надоблачного слоя; $\zeta_p = p(h_c)/p_0$ – приведенное давление. Допущение $\varepsilon_v = 1$ и $V_v = 1$ завышает высоту облаков, т.е. $\zeta_p < \zeta_c$, $h_p > h_c$. Наличие инверсии $T_a(\zeta)$ приводит к возникновению дополнительных ошибок из-за неопределенности в ζ_p в выражении (3). Такие ошибки характерны для очень высоких облаков вблизи тропопаузы.

Фотометрическая высота h_ϕ находится при условии, что распределение кислорода по высоте известно и отношение $S(\zeta_\phi)$ измеренных яркостей в полосе поглощения 0,76 мкм и окне 0,74 мкм определяется функцией пропускания $P_{\Delta v}[u(\zeta_\phi), m]$ с учетом спектрального хода внеатмосферного солнечного излучения $I_\odot(\lambda)$:

$$S(\zeta_\phi) = \frac{I(0,76)}{I(0,74)} = P_{\Delta v}[u(\zeta_\phi), m] \frac{I_\odot(0,76)}{I_\odot(0,74)};$$

$$P_{\Delta v}[u(\zeta_\phi), m] = \exp(-m_{\zeta_\phi}^{\Delta v})$$

и однозначно зависит от ζ_ϕ . Однако это отношение зависит также от пути фотонов в облаке. Для однородных облаков неучет увеличения пробега фотонов приведет к занижению высоты $\zeta_\phi > \zeta_c$, $h_\phi < h_c$. Для неоднородных многослойных облаков с полупрозрачным верхним слоем имеет место эффект многоходовой кюветы, что может привести к «отрицательной» высоте $h_\phi < 0$. Таким образом, сопоставление h_p и h_ϕ дает $h_\phi < h_c < h_p$. Если по измерениям получено, что $h_\phi < 0$, $h_p > 0$, то из вышеизложенного следует, что облака имеют многослойную структуру. Значительную неопределенность в h_ϕ вносит «насыщение» функции пропускания кислорода $P_{\Delta v}[u(\zeta_\phi), m]$ для облаков нижнего яруса, возникающее из-за многократного рассеяния и замыкания полосы поглощения. При больших значениях воздушной массы $m = \sec \Theta_\odot + \sec \Theta$, где Θ_\odot и Θ зенитные углы Солнца и измерений $I_{\Delta v}$ соответственно.

Эти особенности поведения $P_{\Delta v}[u(\zeta_\phi), m]$ иллюстрируются результатами измерений на рис. 4, на котором представлен участок пространственного разреза радиационной температуры T_r в области спектра 11,1±0,18 мкм, яркость облаков в области спектра 0,74 мкм и отношение яркостей $S(\zeta_\phi)$.

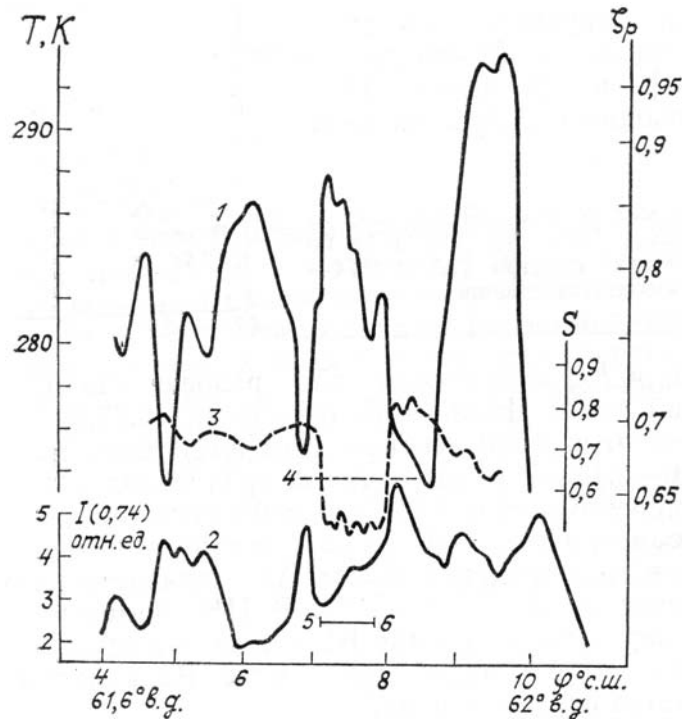


Рис. 4. Радиационные характеристики облачности по измерениям с ИСЗ «Космос-1151» над Индийским океаном за 18.07.80 г. 1 — радиационная температура T_r и высота ВГО (ζ_p); 2 — яркость отраженного солнечного излучения $I(0,74)$; 3 — отношение интенсивностей $S = I(0,76)/I(0,74)$ в полосе поглощения кислорода и в окне прозрачности. 4 — отношение трех интенсивностей для безоблачных условий. 5, 6 — границы участка многослойной облачности

Из рис. 4 видно, что ограничение функции пропускания $P_{\Delta\nu} = 0,63$ для безоблачных условий, выделяемых по ИК-измерениям, позволяет выявить многослойную структуру со значением $h_\phi < 0$ и $0,51 \leq P_{\Delta\nu} \leq 0,55$. Многоуровневость облачной системы, сопровождающаяся полупрозрачным верхним слоем, должна также приводить к увеличению ослабления ИК-излучения. Соответствующее уменьшение интенсивности $I_{\Delta\nu}$ и радиационной температуры T_r определяется по угловому распределению $I_{\Delta\nu}(m)$.

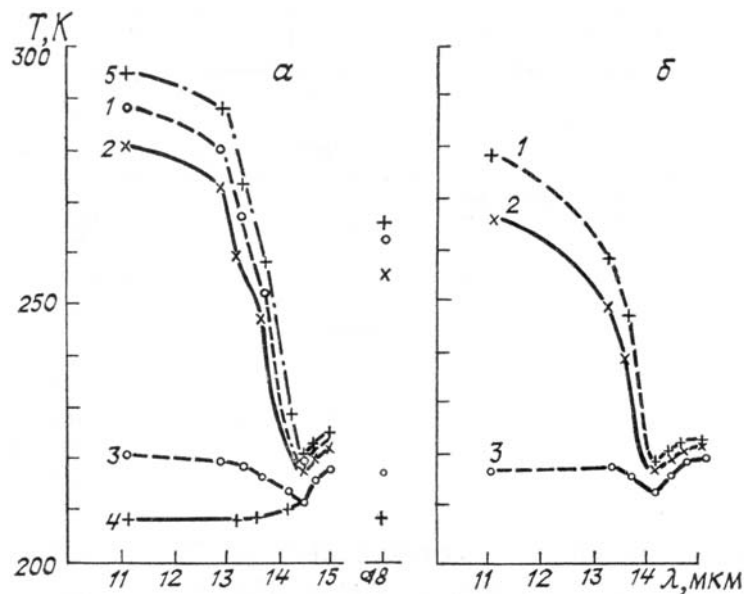


Рис. 5. Спектральное распределение радиационной температуры $T_r(\nu)$ по измерениям за 18.07.80 г. над Индийским океаном: а — воздушная масса $m_1 = 1$. 1, 2 — спектры для участка облачности в точках 5 и 6 на рис. 4 соответственно; 3, 4 — спектры высоких облаков; 5 — безоблачный район, б — воздушная масса $m_2 = 1,6$. 1-3 — спектры, аналогичные спектрам (а) 1-3

На рис. 5 показаны спектральные распределения интенсивности $I_{\Delta\nu}(m)$ в области 10–18 мкм для воздушных масс $m_1 = 1$ и $m_2 = 2,6$, соответствующие концам участка 5 и 6 со значением $h_\phi < 0$. Сопоставление радиационных температур и их разностей ΔT_r для длины волны 11,1 мкм

$$\Delta T_r(\nu, m_1, m_2) = T_r(\nu, m_1 = 1,0) - T_r(\nu, m_2 = 1,6)$$

свидетельствует о том, что разность ΔT_r для точек 5 и 6 увеличивается с 8 до 13°К. Принимая во внимание, что отношение $S(\zeta_\phi)$ на участке 5–6 остается примерно постоянным и, следовательно, h_ϕ тоже не изменяется, можно сделать вывод о том, что для точки 6 ΔT_r в верхнем слое увеличивается на 5°К. Рассмотренный пример показывает возможность выделения двухслойных облачных систем, таких как, например, сочетание Ci и облаков среднего или нижнего ярусов.

Измерения спектрального распределения I_ν позволяют увеличить точность определения высоты ВГО. Методика расчета ζ_p сводится к поиску минимума функционала

$$F = \sum_i \frac{\Delta^2}{\sigma_i^2} [\tilde{I}_i(\zeta_p) - \bar{I}_i]^2,$$

где $\tilde{I}_i(\zeta_p)$, \bar{I}_i – расчетные и измеренные отклонения интенсивности излучения; $i = \overline{1, N}$ – номер спектрального канала; $\bar{I}_i = I_{v_i} - \bar{I}_{v_i}(\zeta_c)$, I_{v_i} – измеренная интенсивность, $\bar{I}_{v_i}(\zeta_c)$ – расчетная интенсивность для облака на высоте ζ_c .

Характеристики фазового состояния облачности. Совместные измерения радиационной T_r и радиояркой температуры T_π в ИК и СВЧ диапазонах спектра [8] позволяют выявить преимущественный фазовый состав облаков. Метод разделения водяных облаков от смешанных основывается на том, что измерения в диапазоне длин волн 0,4 и 0,8 см позволяют обнаружить капельно-жидкие облака и оценить их водность, тогда как кристаллические облака в этом диапазоне спектра практически не идентифицируются (поглощение льда почти на два порядка меньше, чем капельно-жидкой воды). Вместе с тем измерения в ИК–диапазоне в окне 10–12 мкм дают возможность определить температуру ВГО и рассчитать приращение радиационной температуры ΔT_p

$$\Delta T_p = T_s - T(\zeta_p),$$

где T_s и $T(\zeta_p)$ – восстановленные температуры земной поверхности и облаков соответственно.

Таблица 3

Характеристики фазовой структуры облаков

Температурный контраст ΔT_p К	Интегральное содержание влаги w^* кг/м ²	Коэффициент корреляции $r(T_r, T_\pi)$	Фазовый состав
<25	0,05	–0,2 ÷ 0	капельно-жидкие
>25	0,03	0	преобладает лед
10–30	0,05–0,2	–0,8 ÷ –0,6	преобладает жидкая фаза
		0	смешанные облака
15–60	0,2–0,6	–0,8 ÷ –0,6	преобладает жидкая фаза
		0	значительное количество льда, смешанные облака

Данные измерений со спутников «Космос–243» и «Космос–320» позволили выявить корреляционные связи между приращением температуры ΔT_p , интегральным содержанием жидкой влаги w^* и фазовым составом (табл. 3). Анализ параметров облачных систем с привлечением синоптических сведений о форме облачности показал, что коэффициент корреляции $r(T_r, T_\pi)$ между температурами, измеренными в ИК– и СВЧ–диапазонах спектра, близок к нулю во всех случаях, когда при $\Delta T_r > 25$ К наблюдается перистая облачность. При высоких значениях $r = -0,6 \div -0,8$ преобладает жидкая фаза. Отметим, что

измерения в ИК– и СВЧ–диапазонах не зависят от времени суток, а возможность привлечения фотометрических измерений отраженной солнечной радиации [5] зависит от условий освещения.

1. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 280 с.
2. Smith W.L., Platt C.M.R. //J. Appl. Meteor. 1978. № 17. P. 1796–1802.
3. Городецкий А.К., Малкевич М.С., Сячинов В.И. //Доклады АН СССР. Т. 200. № 3. С. 588–590.
4. Головкин В.А. //Труды ГосНИИЦИПР. 1982. Вып. 15. С. 4–10.
5. Malkevich M.S., Badaev V.V., Malcova V.S., Syachinov V.I. // Proceedings of the 9th international cloud physics conference. Tallin: Valgus. 1984. V. 3. P. 817–821.
6. Городецкий А.К., Матвеев Д.Т., Домбковская Е.П., Мануйлова Н.И., Орлов А.П. //Метеорология и гидрология. 1975. № 5. С. 66–71.
7. Городецкий А.К., Орлов А.П., Козлов Е.М., Сячинов В.И. //Изв. АН СССР. ФАО. 1977. Т. 13. № 4. С. 424–428.
8. Городецкий А.К., Кутуза Б.Г., Малкевич М.С., Петренко Б.З. // Исследования Земли из космоса. 1986. № 4. С. 3–10.
9. Городецкий А.К., Кузнецов И.С., Лысцев В.Е., Сячинов В.И. // Изв. АН СССР. ФАО. 1980. Т. 16. № 7. С. 705–711.
10. Розенберг Г.В., Малкевич М.С., Малкова В.С., Сячинов В.И. // Изв. АН СССР. ФАО. 1974. Т. 10. № 1. С. 14–24.
11. Розенберг Г.В., Ильич Г.К., Макаревич С.А., Мулламая Ю.А.Р. // Изв. АН СССР. ФАО. 1970. Т. 6. № 5.
12. Stephens G.L., Paltridge G.W., Platt C.M.R. //J. Atmos. Sci. 1978. V. 35. № 11. P. 2133–2141.
13. Решетникова И.С., Попов О.И. //Изв. АН СССР. ФАО. 1970. Т. 6. № 6. С. 639–640.
14. Сох С.К. //J. Atmos. Sci. 1976. V. 33. № 2.
15. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М.: Наука. 1973. 304 с.
16. Толкаченко Г.А., Станичная Р.Р. //В сб.: Дистанционное зондирование океана. Севастополь: МГИ АН УССР. 1982. С. 49–54.
17. Тимофеев Ю.М. //Проблемы физики атмосферы. Вып. 16. 1986. С. 80–86.

Институт космических исследований
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
13 июня 1988 г.

A. K. Gorodetsky. The Definition of Cloud Parameters from Thermal Radiation Measurements in the 10–18 Micron Range.

The emissivity and angular distributions of thermal radiation of upper boundary of different forms of clouds are measured from aircraft. The values of backscattering coefficients and cloud optical depth are investigated also. The radiation temperature in 11.1 micron range and solar radiation, reflected by cloud top in 0.76 micron, are used to define cloud top heights.

The water and ice components of clouds are evaluated from the infrared and microwave satellite measurements.