

К.Я. Кондратьев, М.В. Овчинников, В.И. Хворостьянов

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА СОЛНЕЧНОЙ И ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В СМЕШАННЫХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБЛАКАХ II. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Приведены результаты расчетов спектральных и интегральных альбедо, пропускания и поглощения солнечной радиации и поглощения длинноволновой радиации для низких облаков с различными соотношениями водности и ледности, от чисто капельных до кристаллических в широком диапазоне размеров кристаллов. Исследовано влияние размера кристаллов, их концентрации на профили альбедо и поглощения в облаке с тонким разрешением по вертикали. Показано, что интегральное альбедо облака формируется во всей его толще и с ростом размера кристаллов убывает быстрее, чем поглощение. Рассчитанные зависимости радиационных характеристик от микроструктуры могут служить основой для разработки параметризационных формул.

В предыдущей работе авторов [9] был изложен метод расчета характеристик солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмосфере. В данной статье на основе этого метода исследуются спектральные и интегральные характеристики смешанных и кристаллических облаков. Для тестирования модели проведены сравнения с данными спектральных измерений в капельных облаках [1, 2, 7]. Особенно детально исследуется влияние на радиацию мелких кристаллов. Известно, что они часто встречаются в облаках среднего и нижнего ярусов, особенно на ранних стадиях развития и появляются вследствие замерзания капель и активации ядер сублимации [13, 19]. В последние годы обнаружено [12], что кристаллы размером до 20 мкм присутствуют в 25% и более случаев и в перистых облаках. В данной работе на примере облаков нижнего яруса показано, что радиационные эффекты мелких кристаллов особенно велики.

1. Спектральные характеристики солнечной радиации

Для верификации метода и корректности сравнения рассчитанных потоков с данными спектральных наблюдений были проведены специальные тестовые расчеты применительно к метеорологическим условиям, наблюдавшимся во время комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС) 10.04.1971 г. [1, 2, 7]. Проведение самолетных работ с привлечением широкого комплекса спектральной, антинометрической, аэрологической и микрофизической аппаратуры позволило получить «замкнутую» информацию, характеризующую взаимодействие полей радиации и облачности. Наличие полной информации дало возможность выбрать для тестового расчета значения необходимых параметров, используемых в модели (таких как высота солнца, средняя водность, модальный радиус капель).

Во время проведения эксперимента 10.04.1971 г. над акваторией Черного моря наблюдалась однослойная сплошная слоистообразная облачность с высотами нижней и верхней границ соответственно 400 и 850 м при высоте Солнца 55°. Эти параметры были зафиксированы в модели и при проведении расчетов не изменялись. По данным синхронных микроструктурных измерений этой облачности водность в верхнем слое составляла 0,39 г/м³, а модальный радиус осредненного спектра распределения облачных капель равнялся 6 мкм. Измерения абсолютных значений восходящих и нисходящих потоков осуществлялись с помощью аппаратуры К-2 (участок спектра 0,4–0,95 мкм) и СПИ-2М (участок спектра 0,95–2,5 мкм).

При расчетах профили водности и ледности описывались формулой

$$g_{Li}(z) = cq_{L_{\max}}(z/H)^a(1 - z/H)^b,$$

где H — мощность облака; z — высота над нижней границей; $q_{L_{\max}}$ — максимумы водности и ледности. В расчетах варьировались $q_{L_{\max}}$, \bar{r}_i и фазовое состояние облака. Фиксированы $a = 1$, $b = 1/4$, при этом максимум водности или ледности расположен на высоте $0,8H$ над нижней границей (рис. 4), что согласуется с измерениями [13, 15]. Значения фактора асимметрии рассеяния согласно измерениям и расчетам [3, 20] выбирались для капель $\bar{\mu}_1 = 0,85$, для кристаллов $\bar{\mu}_2 = 0,77$, что учитывает большую анизотропию рассеяния кристаллами.

Спектральные распределения нисходящих потоков солнечной радиации представлены на рис. 1, 2, 3. Для наглядности на шкале отложены центры полос поглощения H₂O, по данным из [6, 15, 18, 20]. Видно, что согласие тестового расчета (кривая 2) с экспериментом (кривая 1) удовлетворительное. Некоторые расхождения связаны с тем, что при расчетах учитывалось только наличие воды во всех фазовых состояниях и пренебрегалось рэлеевским рассеянием, молекулярным поглощением другими

химическими элементами, а также поглощением и рассеянием аэрозолям. Сравнение кривых 2 и 5 показывает, что в спектрах нисходящей радиации глубина полос поглощения водяного пара увеличивается с уменьшением высоты. Нисходящий поток радиации над облаком (кривая 2) ближе к солнечной постоянной (кривая 6), чем к нисходящему же потоку под облаком (кривая 5). Это свидетельствует о том, что решающую роль в поглощении коротковолновой радиации играет собственно облако и нижний слой тропосферы, содержащие основную массу поглощающих субстанций — воды и водяного пара.

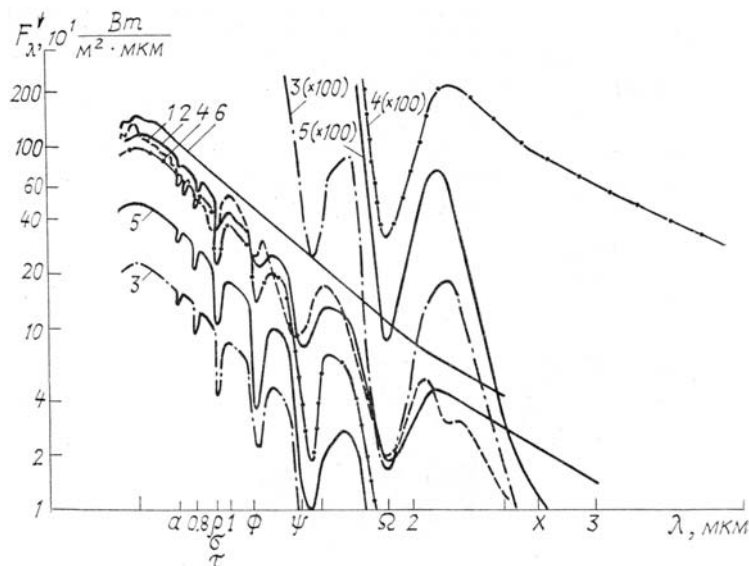


Рис. 1. Спектральные распределения нисходящих потоков солнечной радиации при наличии облачности над морем (нижняя граница 0,4 км, верхняя — 0,85 км) по измерениям 10.04.71 г. (кривые 1, 6) и рассчитанные (кривые 2—5) для капельных (кривые 1, 2, 5) и кристаллических (кривые 3, 4) облаков. 1 и 2 — нисходящие потоки на высоте 1,0 км (эксперимент и расчет; $\bar{r}_1 = 7,5$ мкм); 3 и 4 — нисходящие потоки на высоте 0,4 км ($\bar{r}_2 = 5$; 100 мкм); 5 — нисходящий поток на высоте 0,4 км ($\bar{r}_1 = 7,5$ мкм); 6 — лучистый поток за пределами атмосферы. Для кривых 3—5 правее полос Ψ , Ω потоки приведены в масштабе, увеличенном в 100 раз

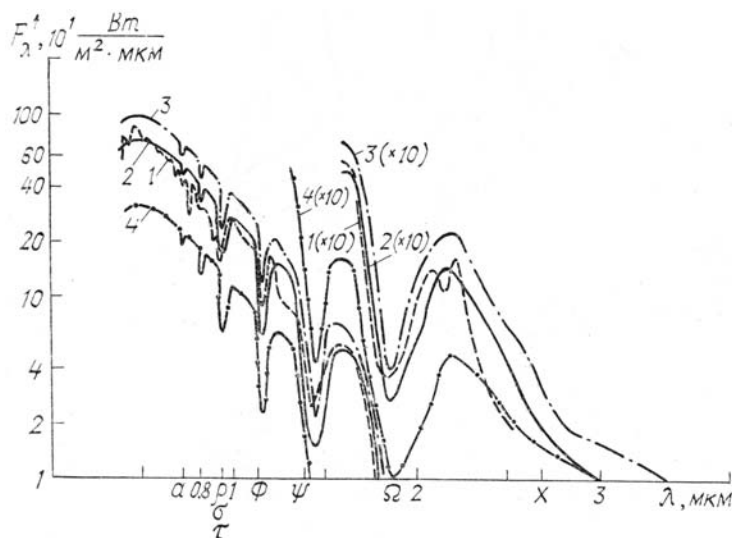


Рис. 2. Спектральные распределения восходящих потоков $F_{s\lambda}^{\uparrow}$ солнечной радиации на высоте 1 км при наличии капельного (кривые 1, 2) и кристаллического (кривые 3, 4) облаков. 1 — восходящий поток по измерениям 10.04.71 г. ($\bar{r}_1 = 7,5$ мкм); 2 — рассчитанный восходящий поток ($\bar{r}_1 = 7,5$ мкм); 3 и 4 — рассчитанные восходящие потоки для кристаллического облака ($\bar{r}_2 = 5$ и 100 мкм соответственно). Для кривых 1—4 правее полос Ψ , Ω потоки увеличены в 10 раз

На этом же рисунке приведены нисходящие потоки радиации (под облаком) для кристаллических облаков с различными средними радиусами кристаллов, но с одинаковой ледностью. Нисходя-

щий поток над облаком совпадает с таковым для капельного обмена (кривая 2). Для мелких кристаллов при $\bar{r}_2 = 5$ мкм (кривая 3) нисходящий поток солнечной радиации при прохождении через облако ослабляется вдвое больше, чем в случае облака, содержащего только жидкую фазу (кривая 5). Причем это ослабление происходит почти равномерно по всему спектру длин волн. При наличии в облачном слое крупных кристаллов ($\bar{r}_2 = 100$ мкм) F_{sl}^\downarrow (кривая 4), напротив, существенно уменьшается лишь в полосах поглощения и слабо изменяется в окнах прозрачности.

Для восходящих потоков коротковолновой радиации (рис. 2) характерно наличие более глубоких минимумов в полосах поглощения, поскольку восходящий поток испытывает дополнительное ослабление (по сравнению с нисходящим) по пути вверх через облако.

Спектральные распределения альbedo на высоте 1 км показаны на рис. 3. Видно, что в целом согласие расчета (кривая 2) и эксперимента (кривая 1) удовлетворительное. Центры полос поглощения совпадают, а значения альbedo в полосах близки. На экспериментальной кривой наблюдаются несколько минимумов в видимой и ближней инфракрасной области, которые обусловлены влиянием озона и кислорода. При расчете эти поглощающие субстанции не учитывались и поэтому на расчетной кривой указанные полосы поглощения отсутствуют. Некоторые расхождения расчетов и измерений вблизи 0,95 мкм могут быть связаны с погрешностью измерений, так как именно здесь происходило переключение с прибора К-2 на СПИ-2М [1, 2].

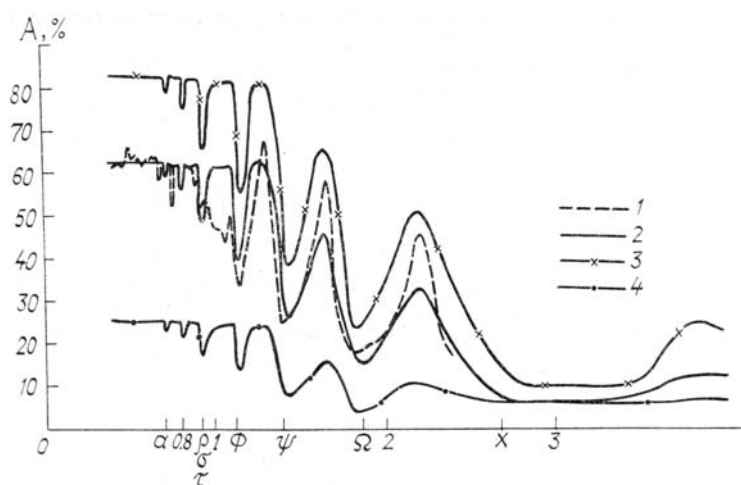


Рис. 3. Спектральные распределения альbedo на высоте 1,0 км. 1–2 — капельное облако с $q_{Lmax} = 0,3$ г/м³ и средним радиусом капель $\bar{r}_1 = 7,5$ мкм (измерения 10.04.71 г. и расчет); 3–4 — кристаллическое облако с $q_{Lmax} = 0,3$ г/м³ и средними радиусами кристаллов соответственно $\bar{r}_2 = 5$ и 100 мкм

На этом же рисунке показано, как изменяется рассчитанное спектральное распределение альbedo кристаллического облака с ростом кристаллов. При одинаковой микроструктуре ($\bar{r} = 5$ мкм) альbedo кристаллического облака на 10–15% больше (кривые 2 и 3), чем капельного, поскольку у первого меньше средний косинус индикатрисы и большая часть излучения отражается назад. Из сравнения кривых 3 и 4 видно, что с увеличением среднего радиуса кристаллов альbedo уменьшается по всему спектру в полосах поглощения и в окнах прозрачности в диапазоне длин волн от 0,4 до 3 мкм. При этом глубина полос поглощения уменьшается.

Таблица 1

Альbedo в полосах поглощения водяного пара

	Название полос					$A_{\text{инт}}$	$P_{\text{инт}}$
	a	0,8	$\rho\sigma\tau$	Φ	Ψ		
Эксперимент 10.04.71 [1, 2]	60	60	56	46	45	59	5
Расчет по Монте-Карло [15, 16]	53	58	47	40	29	56	12
Расчет по данному методу [9]	61	58	52	45	32	59	6

Результаты сравнения данных расчетов в двухпоточковом приближении с экспериментом [1, 2, 7] и с расчетом по методу Монте-Карло [16, (табл. 2.17, 2.18)] приведены в табл. 1. Видно, что как для

спектрального альbedo, так и для интегральных альbedo $A_{\text{инт}}$ и поглощения $\Pi_{\text{инт}}$, согласно рассчитанных данным методом по уравнениям (9), (10) из [19] величин с измеренными в [1, 2] и с рассчитанными по методу Монте-Карло [15, 16] вполне удовлетворительное. Причем расчет в двухпоточковом приближении по (9), (10) из [9], особенно $\Pi_{\text{инт}}$, даже несколько ближе к эксперименту [1, 2], чем по методу Монте-Карло. Это может объясняться тем, что в расчетах по методу Монте-Карло [15, 16] высота Солнца была больше (90°), чем в эксперименте (55°), а также тем, что в наших расчетах часть нисходящего потока поглощается в надоблачной атмосфере, что приводит к уменьшению поглощения в облаке.

2. Зависимость вертикальных профилей и интегральных характеристик от микроструктуры облаков

На рис. 4 приведены вертикальные профили альbedo $A(z)$ и притоков солнечной и длинноволновой радиации (ДВР) при различной микроструктуре и фазовом состоянии облака. Видно, что $A(z)$ возрастает во всем облачном слое, так что интегральное альbedo облака формируется во всей его толще. При этом приращение альbedo уменьшается с ростом радиуса кристаллов.

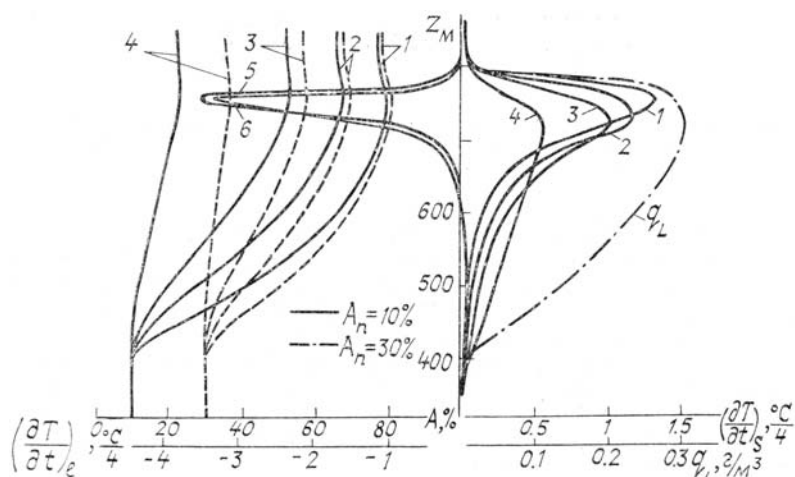


Рис. 4. Вертикальные профили альbedo A (слева), солнечной $(\partial T/\partial t)_s$ (справа) и длинноволновой $(\partial T/\partial t)_l$ скоростей радиационного изменения температуры. Кривые 1–4 – кристаллическое облако с $q_{L2\max} = 0,3 \text{ г/м}^3$ и средними радиусами кристаллов соответственно $\bar{r}_2 = 5, 10, 20, 100 \text{ мкм}$; 5, 6 – профили притока ДВР при $\bar{r}_1 = 5 \text{ мкм}$ и $\bar{r}_2 = 20 \text{ мкм}$ соответственно; q_L – профиль ледности

Приток солнечной радиации $(\partial T/\partial t)_s$ сильно зависит от размеров частиц. Для мелких кристаллов ($\bar{r}_2 \approx 20\text{--}30 \text{ мкм}$) солнечный нагрев локализован в верхней трети облачного слоя и имеет ярко выраженный максимум до $1,3 \text{ град/ч}$ (рис. 4 справа). С ростом размера кристаллов до 100 мкм солнечный нагрев хотя и уменьшается в максимуме до $0,5 \text{ град/ч}$, но проникает глубже, возрастая в средней и нижней частях облака, в связи с чем интегральное поглощение в слое уменьшается гораздо медленнее альbedo. Скорость длинноволнового охлаждения (кривые 5, 6) почти не меняется с размером кристаллов, так как в низких облаках $(\partial T/\partial t)_l$ определяется окном прозрачности $8\text{--}12 \text{ мкм}$ (за пределами окна, как отмечалось выше, потоки близки к потокам излучения черного тела, т.е. существует радиационное равновесие [8, 17]), а в пределах окна коэффициент поглощения кристаллов слабо зависит от микроструктуры.

Рис. 5 иллюстрирует влияние размеров частиц в кристаллическом облаке на его интегральные альbedo $A = F_S^\uparrow(z_B) / F_S^\downarrow(z_B)$, пропускание $T = F_S^\downarrow(z_H) / F_S^\downarrow(z_B)$ и поглощение $\Pi = [F_S^\downarrow(z_B) - F_S^\uparrow(z_B) - F_S^\downarrow(z_H) + F_S^\uparrow(z_H)] / F_S^\downarrow(z_B)$. При увеличении размеров кристаллов альbedo уменьшается, а пропускание увеличивается наиболее быстро в интервале $\bar{r}_2 = 10\text{--}30 \text{ мкм}$, а затем – значительно медленнее. Убывание альbedo объясняется тем, что коэффициент рассеяния $\sigma_{\lambda 2} \sim \bar{r}_2^{-1}$ (см. формулу (23) из [9]). При постоянных мощности облака H и ледности q_{L2} , это означает, что оптическая толщина $\tau_\lambda = q_{L2}\sigma_{\lambda 2}H$ также обратно пропорциональна среднему радиусу кристаллов \bar{r}_2 . При небольших альbedo подстилающей поверхности A_n над океаном (10%) и континентом (30%) и малых размерах кристаллов ($\bar{r}_2 \approx 20 \text{ мкм}$) альbedo зависит главным образом именно от микроструктуры облака. Так, при $\bar{r}_2 = 5 \text{ мкм}$ и $A_n = 10\%$ альbedo $A = 79\%$, а при $\bar{r}_2 = 20 \text{ мкм}$ $A = 53\%$, т.е. в полтора раза меньше. Напротив, если размер кристаллов превышает 100 мкм , то основной вклад в альbedo системы облако – подстилающая поверхность вносит отражательная способность подстилающей поверхности. Поглощение Π с ростом кристаллов сначала несколько возрастает, достигая максимума

~6% при $\bar{r}_2 = 15-20$ мкм, а затем монотонно уменьшается. Пропускание T возрастает от 20%; при $\bar{r}_2 = 5-10$ мкм до 60-70% при $\bar{r}_2 = 30-50$ мкм и относительно слабо зависит от альbedo подстилающей поверхности (рис. 5).

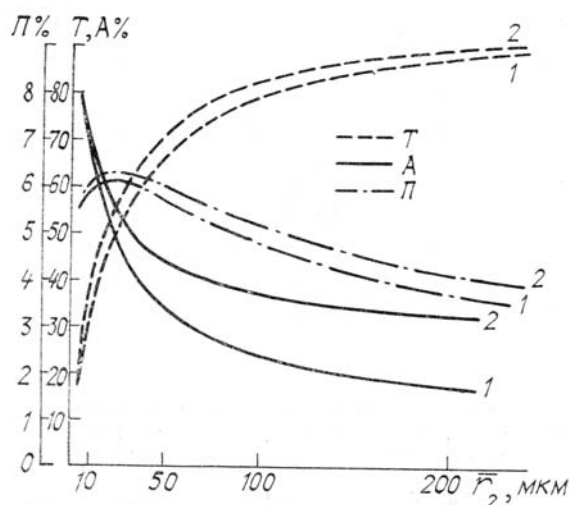


Рис. 5. Зависимость альbedo A , пропускания T и поглощения Π кристаллических облаков от среднего радиуса кристаллов при различных альbedo подстилающей поверхности A_n . 1 — $A_n = 10\%$ (океан); 2 — $A_n = 30\%$ (континент)

Влияние фазового состояния облаков при $A_n = 10\%$ (над океаном) на интегральные радиационные характеристики иллюстрирует табл. 2. Альbedo кристаллического облака с $\bar{r}_2 = 5$ мкм (вариант 1) на 10% больше, чем капельного с такой же микроструктурой (вариант 6). Это объясняется тем, что в кристаллическом облаке фактор асимметрии рассеяния в 1,1 раза меньше, а эффективный поперечник в 1,3 раза больше, чем в капельном. Если в капельном облаке (вариант 6) замерзнет половина кристаллов при сохранении суммарного влагозапаса (вариант 7), то альbedo возрастает на 7% при почти постоянном поглощении.

Таблица 2

Заданные значения максимумов концентраций кристаллов n_{2max} и капель n_{1max} , ледности q_{L2max} и водности q_{L1max} , средних радиусов \bar{r}_2 и \bar{r}_1 и рассчитанные альbedo A , притоки $(\partial T / \partial t)_s$, пропускание T и поглощение Π облаков ($A_n = 10\%$)

№ варианта	$\frac{n_{2max}}{n_{1max}}, \text{л}^{-1}$	$\frac{q_{L2max}}{q_{L1max}}, \frac{2}{\text{м}^3}$	$\frac{\bar{r}_2}{\bar{r}_1}, \text{мкм}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_s \frac{S_{\text{п.г.а.х}}}{\frac{c}{4}}$	$A, \%$	$T, \%$	$\Pi, \%$	$\Pi, \text{Вт/м}^2$
1	$\frac{2,4 \cdot 10^5}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{5}{-}$	1,31	78,9	17,4	5,5	42,0
2	$\frac{3 \cdot 10^4}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{10}{-}$	1,10	67,4	29,7	5,9	45,2
3	$\frac{3,7 \cdot 10^3}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{20}{-}$	1,03	53,1	45,3	6,1	46,8
4	$\frac{30}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{100}{-}$	0,54	24,1	79,0	4,8	35,7
5	$\frac{3,7}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{200}{-}$	0,37	17,5	87,5	3,7	28,3
6	$\frac{0}{2,2 \cdot 10^5}$	$\frac{0}{0,3}$	$\frac{-}{5}$	1,24	67,5	29,5	5,9	45,3
7	$\frac{1,2 \cdot 10^5}{1,1 \cdot 10^5}$	$\frac{0,15}{0,15}$	$\frac{5}{5}$	1,28	74,6	22,0	6,0	46,4

Один из наиболее интересных результатов — быстрое убывание альbedo с ростом размера кристаллов при гораздо более медленном убывании поглощения. Так, при увеличении \bar{r}_2 от 5 до 100 мкм

(вариант 1, 4) A убывает от 79 до 24%, а Π — от 5,5% (42 Вт/м^2) всего до 4,8% ($36,7 \text{ Вт/м}^2$). При $\bar{r}_2 = 200 \text{ мкм}$ (вариант 5) A уменьшается до 17,5% (т.е. альbedo облака 7,5%), а Π — до 3,7% ($28,3 \text{ Вт/м}^2$). Это свидетельствует о том, что даже при слабом отражении нисходящего потока F_3^\downarrow крупными кристаллами происходит его сильное поглощение паром и кристаллами в облаке.

На основании этих результатов можно сделать следующие выводы. При эволюции облаков на начальной стадии и образовании множества мелких кристаллов вследствие замерзания капель альbedo смешанных облаков возрастает на 7–10% по сравнению с капельным. Такая ситуация может быть типичной для фронтальных [12] и орографических перистых облаков [4, 14] или облаков нижнего и среднего ярусов над сушей и в энергоактивных зонах океана зимой [10, 14]. Это должно привести к усилению выхолаживания атмосферы. При длительном существовании смешанных облаков, их кристаллизации и росте кристаллов (например, перистых фронтальных) альbedo облаков может уменьшиться на 30–50% при достаточно сильном поглощении солнечной радиации в облаках. Это может привести к значительному парниковому эффекту, особенно при малом $A_{\text{п}}$, т. е. над океаном или; над континентами весной или осенью. Эти эффекты фазового состояния облаков следует учитывать при параметризации радиационных процессов в численных моделях прогноза погоды, климата и облакообразования. Результаты расчетов, приведенные в этой статье, могут служить основой для такой параметризации.

1. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. — Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 8–16.
2. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. — Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 3–16.
3. Волковицкий О. А., Павлова Л. Н., Петрушин А. Г. Оптические свойства облаков. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 198 с.
4. Зуев В. Е., Креков Г. М., Самохвалов И. В., Крекова М. М., Шаманаев В. С. — Метеорология и гидрология, 1984, № 4, с. 38–45.
5. Коган Е. Л., Мазин И. П., Сергеев Б. Н., Хворостьянов В. И. Численное моделирование облаков. — М.: Гидрометеоздат, 1984. — 165 с.
6. Кондратьев К. Я. Актинометрия. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 691 с.
7. Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Влияние облачности на радиацию и климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 210 с.
8. Кондратьев К. Я., Нийлиск Х. Ю., Ноорма Р. О. — Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 49–62.
9. Кондратьев К. Я., Овчинников М. В., Хворостьянов В. И. — Оптика атмосферы, 1988, № 6, с. 57–66.
10. Кондратьев К. Я., Хворостьянов В. И. — Изв. АН СССР. ФАО, 1986, № 11, с. 1238–1246.
11. Кондратьев К. Я., Хворостьянов В. И. — Изв. АН СССР. ФАО, 1987, № 9, с. 906–914.
12. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. — В кн.: Вопросы физики облаков. — Л.: Гидрометеоздат, 1986, с. 160–186.
13. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 280 с.
14. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 512 с.
15. Радиация в облачной атмосфере/Под редакцией Е. М. Фейгельсон. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 280 с.
16. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потoki солнечного излучения и облака. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 157 с.
17. Хворостьянов В. И. — Изв. АН СССР. ФАО, 1981, № 10, с. 1022–1029.
18. Clouds, their formation, optical properties and effects./Ed. by P. V. Hobbs, A. Deepak. — N. Y.: Academic Press, 1981. — 512 p.
19. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation — D. Reidel. Publ. Comp., Dordrecht, 1978. — 714 p.
20. Welch R. M., Cox S. K., Davis J. M. Solar radiation and clouds. — AMS Met Monogr., 1980, v. 17, № 39.

Институт озерадения
АН СССР, Ленинград
Центральная аэрологическая
обсерватория, г. Долгопрудный

Поступила в редакцию
1 декабря 1987 г.

K. Ya. Kondratyev, M. V. Ovchinnikov, V. I. Khvorostyanov. Numecal Simulation of Solar and Long-Wave Radiation Transfer through Mixed and Ice Crystal Clouds. Part II: Computation Results.

Reported are computation results for the spectral and integrated albedo, transmittance and absorption of solar radiation and long-wave absorption by low clouds with different water-to-ice-content ratios ranging from purely water to crystal clouds, the ice crystals widely varying in size.

The effect of the crystal size and density on the albedo and absorption profiles for a fine vertical resolution was studied. It is shown that the integrated albedo is formed across the whole depth of the cloud layer and decreases with the increase of the crystal size at a greater rate than the absorption does. The calculated relations of the radiative characteristics to the cloud microstructure may be used as a basis for the development of parametrization.