

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 551.521

И.Н. Мельникова

**Оптическая модель облачности, полученная из самолетных
спектральных измерений коротковолновой солнечной
радиации**

Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 24.01.2001 г.

Спектральные значения оптических параметров слоистообразных облаков (альbedo однократного рассеяния и оптическая толщина, а также объемные коэффициенты поглощения и рассеяния) в коротковолновом спектральном диапазоне важны в качестве исходных параметров во многих задачах атмосферной оптики и в климатических расчетах. В настоящей статье анализируются результаты, полученные на основе спектральных радиационных наземных, самолетных и спутниковых измерений, выполненных в течение 30 лет в различных географических зонах. Восстановление оптических параметров производилось с помощью измерений полусферических потоков и интенсивности солнечной радиации и аналитического решения обратной задачи. Представлены спектральная зависимость, вертикальный профиль и географическое распределение оптических параметров слоистообразной облачности. Выделены три основных типа слоистообразной облачности: со слабым поглощением, промежуточный случай и с сильным поглощением солнечной радиации. Во всех проанализированных случаях выявлена заметная зависимость объемного коэффициента рассеяния от длины волны.

Введение

Оптические модели облаков необходимы для радиационных расчетов в случае облачной атмосферы, моделирования протяженной облачности в задачах прогнозирования погоды и при исследовании глобальных изменений климата [1–4]. Важность построения адекватных оптических моделей для правильного учета слоистообразной облачности в климатических расчетах не подлежит сомнению, и поэтому задача построения оптической модели облаков весьма актуальна. Предлагаемые здесь величины оптических параметров слоистообразных облаков могут быть применены как для расчета коротковолнового радиационного баланса атмосферы и его составляющих в условиях слоистообразной облачности, так и для исследования слоистообразных облаков.

Оптические параметры были получены из 10 самолетных и 3 наземных экспериментов, включающих измерения солнечной коротковолновой радиации в области длин волн 0,35–0,95 мкм в облачной атмосфере, а также из спутниковых измерений приборами POLDER и AVHRR. Самолетные наблюдения проводились в течение более чем 30 лет в разных географических зонах [5–11]. Спутниковые наблюдения также охватывают достаточно большие площади [13, 14]. Детальное описание методики измерений и предварительной обработки данных представлено в работах [5–7, 10, 15, 17]. Метод восстановления оптических параметров и результаты обработки конкретных экспериментов описаны в [13, 14, 19–30]. В результате спектральных измерений значения альbedo одно-

кратного рассеяния ω_0 и оптической толщины τ (или объемные коэффициенты рассеяния α и поглощения k) были получены для каждой длины волны независимо. В данной статье представлены спектральные значения оптической толщины τ и альbedo однократного рассеяния ω_0 , а также объемных коэффициентов рассеяния α и поглощения k , сглаженные и усредненные по различным реализациям. Эти значения включают в себя газовое поглощение в коротковолновой области и могут быть использованы в качестве начальных параметров в радиационных расчетах для облачной атмосферы. Влияние отражения от подстилающей поверхности принималось во внимание при обработке всех рассмотренных измерений.

Представлены основные детали восстановления оптических параметров из радиационных измерений. Проведен анализ спектральных зависимостей оптической толщины и объемного коэффициента рассеяния, а также альbedo однократного рассеяния и объемного коэффициента поглощения, полученных в результате обработки радиационных измерений, и дано объяснение того, что полученные значения не согласуются со значениями, рассчитываемыми согласно теории Ми. Далее обсуждается вертикальный ход коэффициентов рассеяния и поглощения. Выводы и рекомендации представлены в заключительном разделе.

Радиационные спектральные измерения

Оптические свойства облачного слоя характеризуются оптической толщиной τ и альbedo однократного рассеяния ω_0 , а также объемными коэффициента-

ми рассеяния α и поглощения k . Эти параметры были получены из спектральных самолетных и наземных измерений коротковолновой солнечной радиации [5–12]. В экспериментах применялся спектрометр, сконструированный и прокалиброванный специально для измерений солнечной радиации в атмосфере [15]. В эксперименте [11] был использован прибор, описанный в работе [16].

Следует подчеркнуть, что для получения оптических параметров из самолетных измерений выбраны радиационные эксперименты, которые были выполнены в оптически толстых и горизонтально однородных слоистообразных облаках большой протяженности. Все измерения проводились над однородной подстилающей поверхностью большой площади (водная поверхность, снежная поверхность, пустыня и т.п.). В этих условиях не нужно учитывать затрудняющие наш анализ факторы, такие как горизонтальная неоднородность облаков, неоднородность подстилающей поверхности, разорванная облачность, сток радиации через боковые границы облака и неоднородные метеоусловия. Ошибки радиационных измерений находились в пределах 1 – 5%. В табл. 1 перечислены все

тах над Ладожским озером (эксперименты 6 и 7) [7, 9, 12] и над Карским морем (эксперимент 9) [8].

При усреднении оптических параметров слоистообразной облачности учитывались также данные спутниковых наблюдений (ADEOS-I, NOAA-12 и NOAA-14 [13, 14]).

Оптические параметры облаков, полученные из измерений солнечной радиации

Значения альbedo однократного рассеяния и оптической толщины были получены из радиационных измерений по методу, разработанному в [17–23, 25], где можно найти его подробное описание и анализ погрешностей. Оба параметра были найдены для каждой длины волны независимо от их значений для других длин волн. Ошибки восстановления оптической толщины зависят от поглощения в облачном слое: при увеличении поглощения ошибки возрастают, но в коротковолновой области поглощение радиации в облаках достаточно мало даже в молекулярных

Таблица 1

Измерения солнечной радиации и оптические параметры слоистообразной облачности

№ эксперимента	Эксперимент	φ , °с.ш.	Дата	A	τ_0	ω_0	α , км ⁻¹	k , км ⁻¹	R , Вт/м ²
АТЭП									
1	Атлантический океан	16	12.07.74	0,08	18	0,995	17	0,15	18,9
2	» »	17	04.08.74	0,06	10	0,993	33	0,30	26,1
КЭНЭКС									
3	Черное море	44	10.04.71	0,06	22	0,999	30	0,05	2,9
4	Азовское море	47	05.10.72	0,06	26	0,996	45	0,12	12,8
5	г. Рустави	42	05.12.72	0,18	8,0	0,985	7,0	0,10	15,0
6	Ладожское озеро	60	24.09.72	0,20	75	0,996	20	0,12	3,6
7	» »	60	20.04.85	0,64	12	0,998	25	0,05	4,5
8	Петродворец	60	12.04.96.	0,70	–	0,998	–	–	–
ПОЛЭКС									
9	Карское море	75	01.10.72	0,40	4,5	0,990	9,0	0,15	4,6
10	» »	75	29.05.76	0,40	5,4	0,950	1,8	0,08	7,3
11	» »	75	30.05.76	0,05	8,0	1,0	11,4	0,0	1,1
12	Арктическая дрейфующая станция СП-22	85	13.08.79	0,55	17	0,998	–	0,06	–
13	» »	85	08.10.79	0,90	17	0,997	–	0,10	–

использованные эксперименты, дана дополнительная информация об условиях проведения экспериментов, представлены значения альbedo подстилающей поверхности A , оптической толщины τ и альbedo однократного рассеяния ω_0 , а также объемных коэффициентов рассеяния α и поглощения k для длины волны 0,5 мкм. Эксперименты 1–7 и 9–11 выполнены с борта самолета [5–9], а эксперименты 8, 12 и 13 на земле [10, 11].

Измерения проводились в рамках экспериментов КЭНЭКС, ГАРЭКС, ПОЛЭКС, АТЭП и других программ в различных широтных зонах от 16 до 85° с.ш. [5–10]. В самолетных экспериментах измерения велись над и под облаком и в некоторых случаях внутри облака. Во всех случаях было обнаружено спектральное поглощение солнечной радиации в облачных слоях [5–9]. Вертикальная зондировка слоистообразных облаков выполнялась в самолетных эксперимен-

тальных экспериментах, что позволяет вполне надежно получать значения τ . Ошибки восстановления альbedo однократного рассеяния ω_0 возрастают при малой оптической толщине. В среднем для большинства значений альbedo однократного рассеяния этот параметр определен с погрешностью в пределах 3–6%, и оптическая толщина определена с погрешностью 5–10%. Спектральные значения оптической толщины и альbedo однократного рассеяния показаны на рис. 1 и 2, на рис. 3 показаны объемные коэффициенты рассеяния и поглощения.

Анализ этих результатов позволяет разделить слоистообразные облака на три основные группы по величине альbedo однократного рассеяния: облака со слабым поглощением (облака с низким содержанием атмосферных аэрозолей, поглощающих радиацию) над водной или снежной поверхностью (континентальные

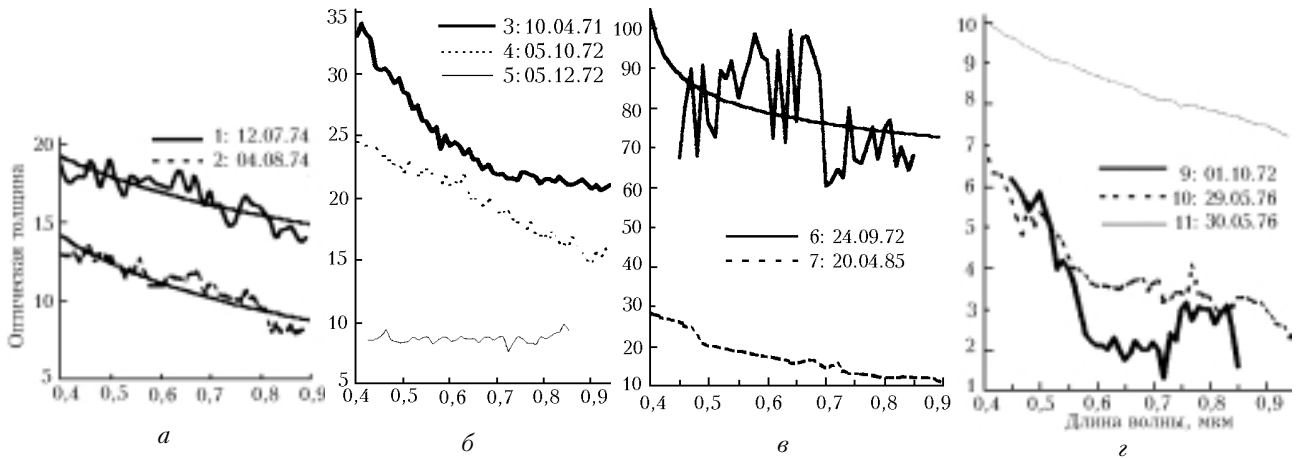


Рис. 1. Спектральные зависимости оптической толщины τ , определенной из результатов самолетных радиационных измерений для разных широтных зон, полученные из данных экспериментов, пронумерованных согласно табл. 1

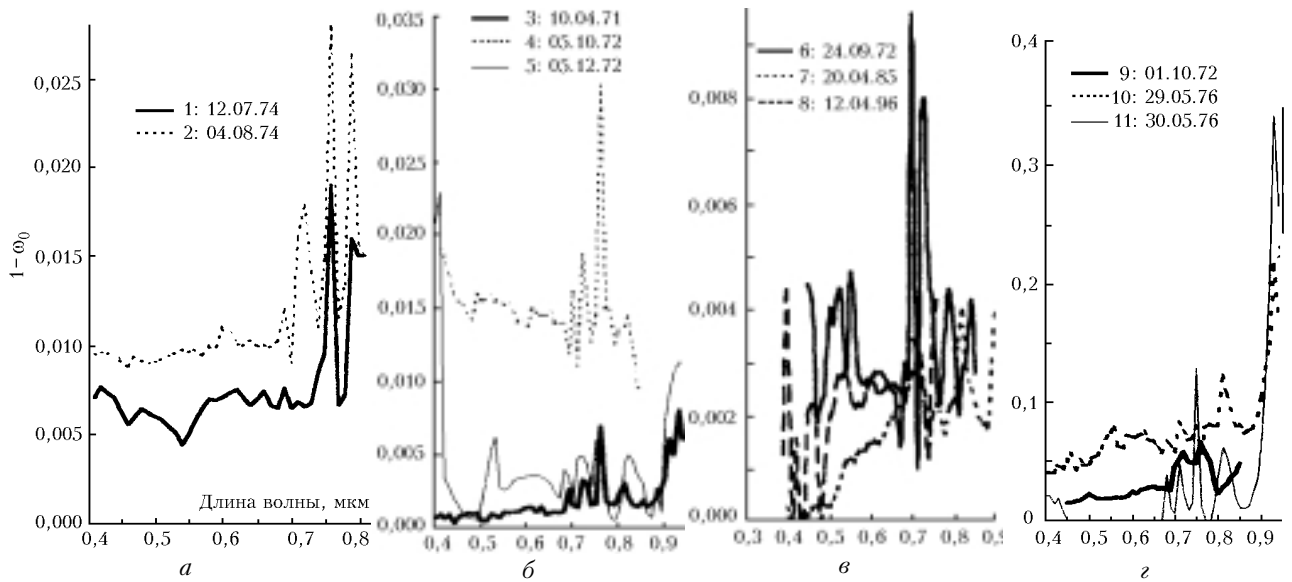


Рис. 2. Спектральные зависимости альbedo однократного рассеяния ω_0 , определенные из самолетных радиационных измерений для разных широтных зон, полученные из данных экспериментов, пронумерованных согласно табл. 1

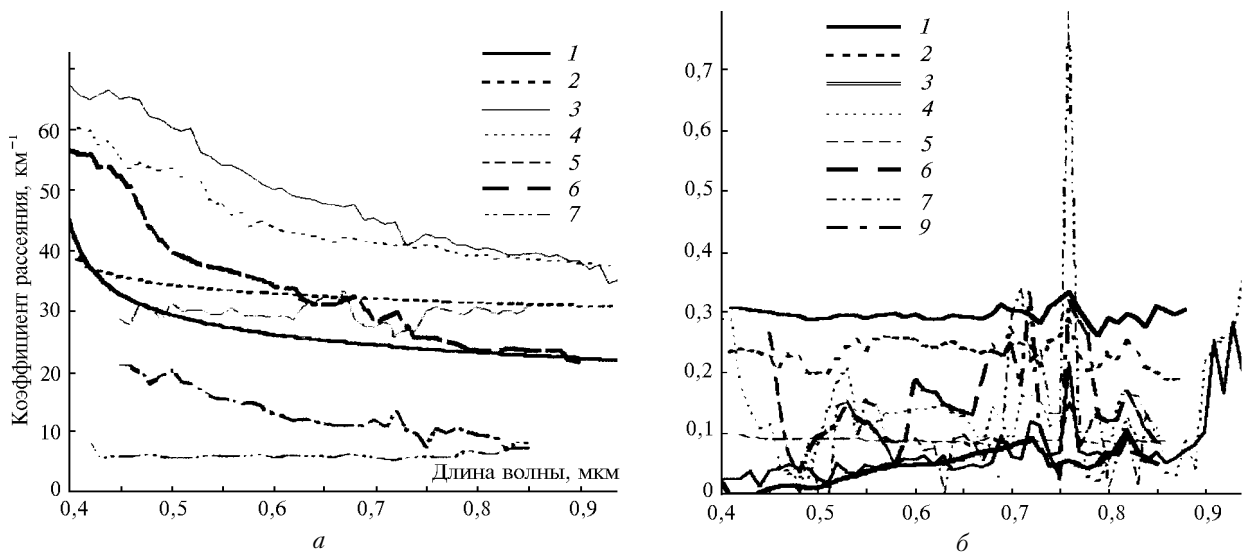


Рис. 3. Объемные коэффициенты рассеяния α (а) и поглощения k (б) слоистообразного облака, полученные из данных экспериментов, пронумерованных согласно табл. 1

облака со средним содержанием поглощающих атмосферных аэрозолей) и облака с сильным поглощением (загрязненные облака над районами с высоким промышленным загрязнением атмосферы, содержащие большое количество песчаных и сажевых аэрозолей). Сглаженные и усредненные по различным реализациям спектральные значения оптической толщи-

ны и альbedo однократного рассеяния, а также объемных коэффициентов рассеяния и поглощения для указанных трех типов слоистообразных облаков представлены в табл. 2. Эти значения включают газовое поглощение в коротковолновой области спектра и могут быть использованы в качестве начальных параметров в радиационных расчетах для облачной атмосферы.

Таблица 2

Оптические параметры слоистых облаков

λ , мкм	Чистое облако				Облако над континентом				Загрязненное облако			
	α , км ⁻¹	k , км ⁻¹	τ_0	ω_0	α , км ⁻¹	k , км ⁻¹	τ_0	ω_0	α , км ⁻¹	k , км ⁻¹	τ_0	ω_0
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
0,35	64,3	0,0301	32,0	0,99966	32,6	0,1053	16,3	0,99701	8,2	0,3012	11,7	0,96393
0,37	63,4	0,0216	31,7	0,99966	32,2	0,1004	16,2	0,99701	7,9	0,2994	11,5	0,96342
0,39	62,3	0,0168	31,2	0,99966	32,0	0,0992	16,0	0,99701	7,8	0,2933	11,4	0,96232
0,40	61,7	0,0145	30,8	0,99966	31,9	0,0987	15,9	0,99701	7,4	0,3069	11,3	0,96104
0,41	61,1	0,0133	30,6	0,99966	31,7	0,0983	15,8	0,99703	7,2	0,3065	10,0	0,95945
0,42	60,3	0,0129	30,2	0,99966	31,5	0,0961	15,7	0,99705	6,9	0,3055	9,9	0,95833
0,43	59,5	0,0100	29,8	0,99966	31,4	0,0945	15,7	0,99712	6,8	0,3031	9,9	0,95731
0,44	58,5	0,0077	29,2	0,99966	31,3	0,0937	15,6	0,99713	6,7	0,3004	9,8	0,95727
0,45	57,4	0,0228	28,7	0,99966	31,2	0,0927	15,6	0,99711	6,6	0,2954	9,5	0,95697
0,46	56,6	0,026	28,3	0,99955	31,1	0,0922	15,5	0,99709	6,5	0,2966	9,4	0,95642
0,47	55,5	0,0309	27,7	0,99947	30,9	0,0920	15,5	0,99707	6,4	0,2946	9,3	0,95632
0,48	54,5	0,0281	26,5	0,99947	30,7	0,0917	15,5	0,99707	6,4	0,2932	9,3	0,95619
0,49	53,2	0,0277	26,1	0,99947	30,5	0,0915	15,5	0,99707	6,4	0,2895	9,3	0,95615
0,50	51,7	0,0192	25,6	0,99945	30,3	0,0912	15,4	0,99708	6,3	0,2878	9,2	0,95606
0,51	50,5	0,0186	25,1	0,9994	30,1	0,091	15,3	0,99705	6,3	0,2889	9,1	0,95567
0,52	49,2	0,0323	24,6	0,99935	29,8	0,0905	15,1	0,99703	6,3	0,2903	9,1	0,95502
0,53	48,3	0,0352	24,2	0,99934	29,5	0,0903	14,9	0,99702	6,2	0,2938	9,0	0,95492
0,54	47,0	0,0383	23,5	0,99931	29,0	0,0900	14,6	0,99702	6,2	0,2955	9,0	0,95454
0,55	46,3	0,0405	23,1	0,99925	28,6	0,0894	14,2	0,99697	6,2	0,2967	8,9	0,95412
0,56	45,4	0,0416	22,7	0,99908	28,1	0,0883	14,0	0,99695	6,2	0,2974	8,9	0,95387
0,57	44,8	0,0452	22,2	0,99901	27,4	0,0876	13,7	0,99686	6,1	0,2983	8,9	0,95316
0,58	44,2	0,0481	22,1	0,99898	27,0	0,0873	13,5	0,99682	6,1	0,2977	8,9	0,95352
0,59	43,2	0,0520	21,6	0,99877	26,8	0,0868	13,4	0,99674	6,1	0,2962	8,9	0,95376
0,60	42,7	0,0544	21,4	0,99876	26,5	0,0865	13,3	0,99674	6,1	0,2942	8,9	0,95414
0,61	42,0	0,0553	21,0	0,99866	26,4	0,0864	13,4	0,99674	6,1	0,2937	8,8	0,95416
0,62	41,7	0,0571	20,9	0,99864	26,2	0,0864	13,0	0,99672	6,1	0,2925	8,8	0,95404
0,63	41,2	0,0573	20,6	0,99864	25,7	0,0864	12,8	0,99663	6,1	0,2927	8,8	0,95372
0,64	40,6	0,0550	20,3	0,99863	25,4	0,0864	12,7	0,99662	6,1	0,2931	8,8	0,95379
0,65	40,3	0,0517	20,2	0,99857	25,2	0,0864	12,7	0,99661	6,1	0,295	8,8	0,95356
0,66	40,0	0,056	20,0	0,99855	24,9	0,0864	12,7	0,99661	6,0	0,2885	8,8	0,95337
0,67	39,7	0,058	19,8	0,99848	24,6	0,0864	12,7	0,99661	6,0	0,296	8,8	0,95328
0,68	39,4	0,0619	19,7	0,99843	24,0	0,0871	12,7	0,99659	6,0	0,3051	8,7	0,95243
0,69	38,8	0,0856	19,4	0,99785	23,3	0,0945	12,7	0,99648	6,0	0,3172	8,7	0,9508
0,70	38,6	0,0697	19,3	0,99821	22,9	0,0863	11,8	0,99667	6,0	0,2939	8,7	0,95351
0,71	38,2	0,0667	19,2	0,99826	22,6	0,0821	11,7	0,99629	6,0	0,2981	8,7	0,95291
0,72	37,7	0,1042	19,1	0,99727	22,3	0,1099	11,6	0,99613	6,0	0,3100	8,7	0,95130
0,73	37,1	0,0869	18,6	0,99766	21,8	0,0876	11,5	0,99621	6,0	0,3053	8,7	0,95249
0,74	36,6	0,0543	18,1	0,99851	21,2	0,0862	11,5	0,99623	6,0	0,3031	8,7	0,95199
0,75	35,9	0,0527	17,8	0,99852	20,7	0,0876	11,5	0,99624	6,0	0,3282	8,7	0,94742
0,76	35,6	0,1366	17,7	0,99616	20,3	0,1523	11,4	0,99453	6,0	0,3480	8,7	0,94707
0,77	35,3	0,0737	17,6	0,99791	19,9	0,0869	11,3	0,99635	6,0	0,3245	8,7	0,94869
0,78	34,9	0,0517	17,4	0,99852	19,7	0,0848	11,2	0,99609	6,0	0,2933	8,7	0,95249
0,79	34,5	0,0526	17,2	0,99848	19,5	0,0864	11,1	0,99619	6,0	0,2900	8,7	0,95375
0,80	34,2	0,0613	17,1	0,99821	19,3	0,0864	10,6	0,99571	6,0	0,2927	8,7	0,95319
0,81	34,1	0,0714	17,1	0,99791	19,2	0,0848	9,7	0,99569	6,0	0,2959	8,7	0,95301
0,82	33,9	0,0961	16,9	0,99717	19,1	0,1102	9,6	0,99564	6,0	0,2986	8,7	0,95281
0,83	33,6	0,0804	16,8	0,99761	19,1	0,0862	9,5	0,99559	6,0	0,2947	8,7	0,95224
0,84	33,4	0,0551	16,7	0,99825	19,0	0,0864	9,5	0,99553	6,0	0,3094	8,7	0,95096
0,85	33,2	0,0512	16,7	0,99835	19,0	0,0864	9,5	0,99532	6,0	0,3004	8,7	0,95232
0,86	33,0	0,0453	16,6	0,99846	19,0	0,0864	9,5	0,99502	6,0	0,3011	8,7	0,95223
0,87	32,7	0,0551	16,6	0,99846	19,0	0,0864	9,5	0,99434	6,0	0,3027	8,7	0,95197
0,88	32,4	0,0582	13,6	0,99833	19,0	0,0864	9,5	0,99387	6,0	0,3023	8,7	0,95124

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
0,89	32,1	0,0721	16,4	0,99781	19,0	0,1235	9,5	0,99321	6,0	0,3148	8,7	0,95015
0,90	31,7	0,0926	16,2	0,99715	19,0	0,1371	9,5	0,99182	6,0	0,3399	8,7	0,94639
0,91	31,9	0,1698	16,0	0,99571	19,0	0,1679	9,5	0,98684	6,0	0,3497	8,7	0,94493
0,92	31,3	0,1730	15,7	0,99503	19,0	0,2533	9,5	0,99037	6,0	0,3315	8,7	0,94764
0,93	30,9	0,1827	15,5	0,99412	19,0	0,2456	9,5	0,98724	6,0	0,3413	8,7	0,94617
0,94	30,8	0,1533	15,5	0,99512	19,0	0,2366	9,5	0,98803	6,0	0,3441	8,7	0,94589
0,95	30,7	0,1476	15,4	0,99522	19,0	0,2240	9,5	0,98828	6,0	0,3462	8,7	0,94545

Оптическая толщина и объемный коэффициент рассеяния

Усредненные величины оптической толщины τ представлены в табл. 2, а значения коэффициента рассеяния α на рис. 4,а. Наиболее типичной для таких

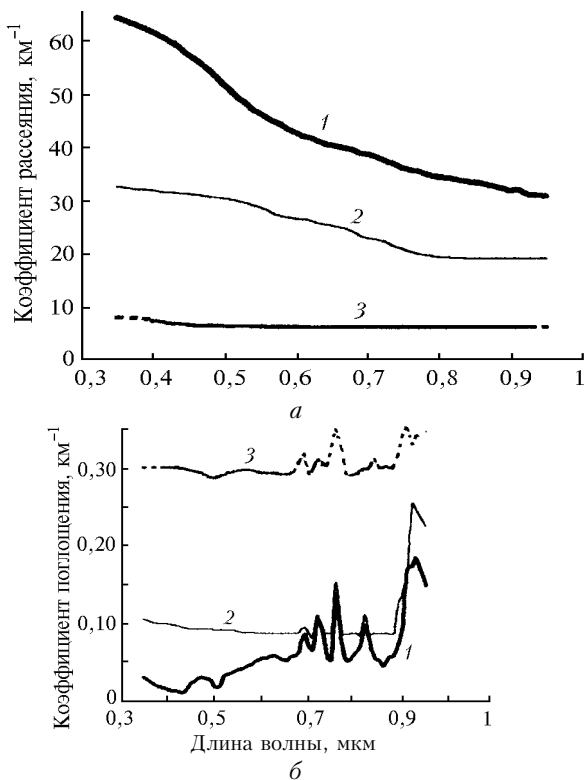


Рис. 4. Объемные коэффициенты рассеяния α (а) и поглощения k (б) для трех моделей слоистообразных облаков: 1 – чистое облако; 2 – облако над континентом; 3 – загрязненное облако

облаков оказывается оптическая толщина τ в пределах значений 15–20. На широте 75° в рассмотренных здесь экспериментах оптическая толщина τ меньше 10, а в Арктике на широте 85° она около 20. Значения объемного коэффициента рассеяния α получились в пределах 20–70 км^{-1} . Из наземных измерений коэффициент рассеяния не был определен, потому что была неизвестна геометрическая толщина облака. Оптическая толщина во всех случаях имеет явно выраженную спектральную зависимость (см. рис. 2). Этот результат находит подтверждение в данных, полученных японскими исследователями [24], а именно: оптическая толщина в ближней ИК-области спектра оказалась в два раза меньше, чем в коротковолновой облас-

ти. Ниже будет предложено объяснение указанному результату. В области длин волн $0,8 \text{ мкм} > \lambda > 0,95 \text{ мкм}$ величина α находится в пределах 6–34 км^{-1} .

Альbedo однократного рассеяния и объемный коэффициент поглощения

Сглаженные значения альbedo однократного рассеяния ω_0 представлены в табл. 2, а значения коэффициента поглощения k на рис. 4,б. В полученных результатах аэрозольное и газовое поглощение не разделяется. Как упоминается выше, вне газовых полос поглощения полученные ранее результаты

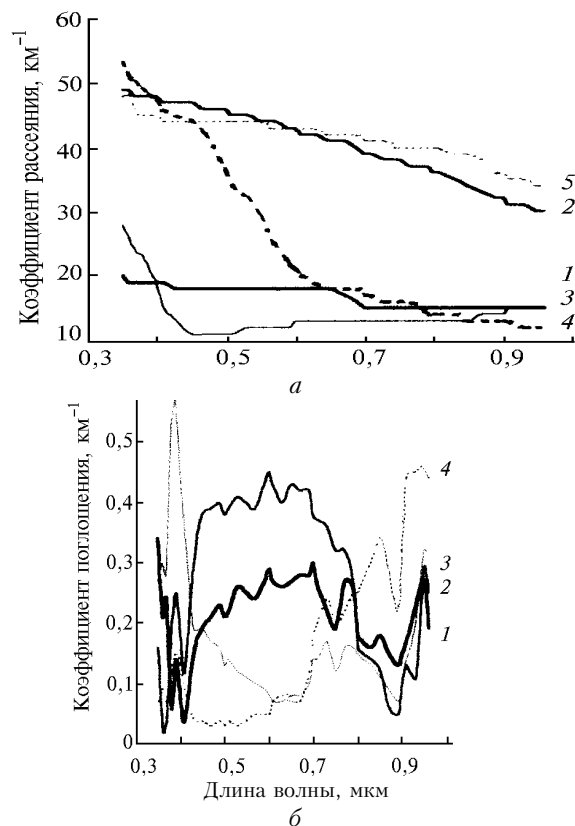


Рис. 5. Спектральная зависимость объемных коэффициентов внутри слоистообразного облака: а – коэффициента рассеяния α (1 – слой 1,4–1,3 км, 2 – 1,3–1,2 км, 3 – 1,2–1,1 км, 4 – 1,1–0,9 км, 5 – 0,9–0,8 км); б – коэффициента поглощения k (1 – слой 1,4–1,3 км, 2 – 1,3–1,2 км, 3 – 1,2–1,1 км, 4 – 1,1–0,9 км)

позволяют разделить облачность на три типа. *Первый тип* характеризуется значениями $\omega_0 \sim 0,9997$ и связан со слабым поглощением (см. табл. 2, чистое облако)

Влияние многократного рассеяния в облаке

по результатам, полученным из экспериментов в полярных районах и над Ладожским озером. Из обработки спутниковых измерений следует, что такие значения характерны для облачности над океанами. *Второй тип* облаков характеризуется промежуточными значениями $\omega_0 \sim 0,9970 \pm 0,9900$ и наблюдается в облаках над континентами. *Третий тип* облачности имеет весьма низкие значения ω_0 – примерно $0,9900 \pm 0,9500$, указывающие на значительное поглощение радиации в облаке, вызванное высоким содержанием песка или сажи (например результаты, полученные из экспериментов 1, 2 и 5).

Коэффициент поглощения в чистых облаках – меньше $0,05 \text{ км}^{-1}$ (эксперименты 3, 7, 11 в табл. 1) и достигает величин $0,25\text{--}0,30 \text{ км}^{-1}$ в запыленной атмосфере (эксперименты 1 и 2 в табл. 1 сопровождался сильным выносом пыли из пустыни Сахара). Для более высоких облаков (высота верхней границы в пределах 2–3 км) на кривых спектральных зависимостей рассматриваемых параметров ω_0 и k выделяется полоса поглощения озона (см. рис. 3,б, кривые 4 и 6), для более низких облаков (высота верхней границы меньше 1 км) эта полоса поглощения не заметна.

Если из коэффициента поглощения вычесть долю, обусловленную молекулярным поглощением, то аэрозольное поглощение не обнаруживает спектральной зависимости, за исключением одного случая (рис. 3,б, кривая 7), где проявляется увеличение k с длиной волны. В этом случае можно предположить содержание в облаке продуктов сгорания органического топлива согласно работе [26], в которой было исследовано их спектральное поглощение. Эксперименты 3 и 4 были выполнены над Черным и Азовским морями. Сильные полосы поглощения выявляются на кривой 4, рис. 3,б, которые можно идентифицировать как вызванные окислами железа Fe_nO_m согласно результатам работ [27, 28]. Подобные же полосы поглощения, но менее выраженные, видны на кривых, соответствующих экспериментам 1 и 2 на том же рисунке. Они также могут указывать на содержание окислов железа в песчаном аэрозоле в воздушных массах после сильного выноса песка из пустыни Сахара.

Слабые полосы поглощения около длин волн 0,4, 0,5 и 0,8 мкм вызваны, по-видимому, NaCl, как следует из работы [27]. Эти полосы видны на кривой, соответствующей эксперименту 3, и их можно объяснить содержанием морской соли в составе атмосферных аэрозолей. Следует заметить, что полосы поглощения атмосферных газов более резко выражены в случае слабого аэрозольного поглощения и менее выражены, когда поглощение более сильное. Спектральные значения величины единица минус альbedo однократного рассеяния $(1 - \omega_0)$ (иногда используется термин «ко-альbedo») для экспериментов 6, 7 и 8, выполненных в одном районе, представлены на рис. 2,в. Несмотря на то, что используемые измерения были выполнены в разные годы, результаты восстановления оказались весьма близки друг к другу, и значения $1 - \omega_0$ для разных экспериментов отличаются мало.

Следует подчеркнуть, что значения ω_0 даже для слабо поглощающей облачности (тип 1) значительно ниже значений, получаемых в модельных расчетах по теории Ми для элементарного объема облака. Спектральная зависимость оптической толщины (или объемного коэффициента рассеяния) также не находит объяснения в рамках рассмотрения теории Ми. Предложим возможный механизм, объясняющий спектральную зависимость коэффициента рассеяния облачного слоя и высокие значения коэффициента поглощения. Этот механизм связан с многократным рассеянием радиации в облаке и уже частично рассматривался в [3, 19].

При расчетах поля излучения в облаке и описании процесса многократного рассеяния рассматривается облачный слой, аддитивно наложенный на молекулярную атмосферу. Однако известно, что вследствие многократного рассеяния в облаке большей оптической толщины среднее количество столкновений фотона, проходящего слой большей оптической толщины при чистом рассеянии, пропорционально τ^2 [29, 30] (для отраженных фотонов среднее число рассеяний пропорционально τ). Путь фотона в облаке сильно возрастает по сравнению с безоблачной атмосферой, поэтому количество столкновений с молекулами воздуха и с частицами атмосферных аэрозолей увеличивается. Поэтому усиливается вклад молекулярного и аэрозольного рассеяния и поглощения. С другой стороны, поглощение изымает часть фотонов из этого процесса и частично ослабляет эффект усиления роли молекулярного рассеяния.

Увеличение молекулярного и аэрозольного рассеяния и поглощения, вызванное удлинением пути фотонов в облаке из-за многократного рассеяния, рассмотрено в [3, 19], а удлинение пути фотона в облаке при исследовании искажения формы полос газового поглощения в облаке – в [31–34] и при анализе процессов рассеяния и поглощения в УФ-диапазоне длин волн – в [35]. Теория многократного рассеяния радиации и уравнение переноса излучения учитывают все процессы рассеяния и поглощения, но только в том случае, если они правильно приняты во внимание в модели среды, рассеивающей и поглощающей радиацию.

Обычно в уравнении переноса излучения используются средние значения исходных параметров для элементарного объема рассеивающей среды и далее проводится решение тем или иным методом [29, 30] теории переноса излучения. При этом необходимо правильно выбирать масштаб для элементарного объема, так как он различен для каждой из компонент среды. А также следует иметь в виду, что нельзя проводить усреднение параметров для элементарного объема среды на начальном этапе решения физической задачи. Если атмосферные аэрозоли находятся в

облаке вне капель (такой случай называют «внешняя смесь»), то многократное рассеяние радиации в облаке усилит аэрозольное поглощение. В работах [3, 19] был предложен эмпирический способ, который можно использовать для перехода от значений коэффициентов рассеяния и поглощения α_{eff} и k_{eff} , полученных из наблюдений, к значениям α_{aer} и k_{aer} , найденным из теории рассеяния.

Если аэрозольные частицы включены внутрь капель («внутренняя смесь»), то аэрозольное поглощение правильно учитывается при расчетах по формулам для однокомпонентной среды. В этой связи можно заключить, что «аномальное» поглощение указывает на «внешнюю смесь» атмосферных аэрозолей и капель облака. В рассмотренных выше случаях облачная среда представляет собой «внешнюю смесь», в противном случае коэффициент поглощения совпадал бы с модельными значениями, получаемыми из теории рассеяния радиации. По-видимому, «внешняя смесь» получается в том случае, когда атмосферные аэрозоли представлены гидрофобными частицами (песок, сажа и др.). Такие атмосферные аэрозоли (во многих случаях состоящие из серосодержащих веществ) в отличие от гидрофильных частиц увеличивают поглощение коротковолновой солнечной радиации в облаке, не способствуя увеличению количества капель облака и его оптической толщины.

Преобразование коэффициента поглощения k , полученного из радиационных экспериментов (см. табл. 2), в коэффициент аэрозольного поглощения k_{aer} , рассчитываемый по теории рассеяния, можно произвести с учетом многократного рассеяния, применяя формулу [3, 19]:

$$k_{\text{aer}} = k / (\tau^2 q) - k_{\text{mol}},$$

где τ – оптическая толщина облака; q – коэффициент, зависящий от истинного поглощения радиации и от геометрической толщины облака; k_{mol} – коэффициент молекулярного поглощения, который отличен от нуля в полосах поглощения атмосферных газов.

Такое преобразование приводит к результатам, представленным в табл. 3. Там же для сравнения показаны результаты измерений *in situ* [39] и поглощения

Таблица 3

Коэффициенты поглощения атмосферными аэрозолями в облачном слое

Оптический параметр	Тип I – чистое облако	Тип II – облако над континентом	Тип III – загрязненное облако
$k_{\text{eff}}, \text{км}^{-1}$	< 0,02	0,08	0,25
τ^2	$16^2 = 256$	$9,5^2 = 90,25$	$8,7^2 = 75,69$
ω_0	0,9993	0,9970	0,9560
$k_{\text{aer}}, \text{км}^{-1}$, получено из радиационных измерений	$< 1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$\sim 1 \cdot 10^{-1}$
$k_{\text{aer}}, \text{км}^{-1}$, прямые измерения	$(1-10) \cdot 10^{-5}$ [39] $(1-12) \cdot 10^{-5}$ [38]	$7 \cdot 10^{-4}$ [37]	$(2,3-7,7) \times 10^{-2}$ [40]

радиации [37, 38, 40]. Из табл. 3 следует, что коэффициент поглощения, восстановленный из радиационных измерений, практически совпадает с данными прямых измерений. Следовательно, роль атмосферных аэрозолей, поглощающих солнечную радиацию и находящихся вне капель облака, до сих пор недооценивалась при исследовании взаимодействия солнечной радиации и облачности из-за неучета влияния многократного рассеяния радиации каплями облака.

Учет влияния многократного рассеяния на увеличение коэффициента рассеяния в коротковолновой области по сравнению с длиной волны 0,8 мкм приводит к зависимостям, мало отличающимся от спектральной зависимости рэлеевского рассеяния. Таким образом, можно сделать вывод, что взаимное действие многократного и рэлеевского рассеяния вызывает заметную спектральную зависимость коэффициента рассеяния в облаке.

Вертикальный профиль оптических параметров

Наблюдения, выполненные внутри облака [7, 8, 12], были использованы для восстановления оптических параметров (объемных коэффициентов рассеяния α и поглощения k или оптической толщины τ и альбедо однократного рассеяния ω_0) на различных уровнях в облаке. Более подробно методика восстановления описана в [23, 41, 42]. Для получения оптических параметров внутри облака были использованы данные трех самолетных экспериментов, но только в эксперименте 7 измерения проводились через 100 м по высоте, поэтому именно эти данные выбраны в качестве основных для оптической модели вертикальной структуры облака. Сглаженные значения оптической толщины и альбедо однократного рассеяния в слоях внутри облака представлены на рис. 5 – 7 и в табл. 4.

Коэффициент поглощения k в верхнем слое облака в участке спектра $\lambda > 0,8$ мкм ($< 0,02 \text{ км}^{-1}$) меньше, чем в средних и нижних слоях. Полоса Шапшюи поглощения молекулами озона слабо выделяется в верхних слоях и исчезает в нижних слоях облака. На всех кривых на рис. 5,б заметна полоса поглощения у длинных волн 0,40–0,41 мкм, которая может быть вызвана влиянием окислов азота согласно [27]. Спектральный ход коэффициента поглощения в нижнем слое в эксперименте 7 (кривая 4 на рис. 5,б) совпадает с результатом, полученным для всего слоя и, как упоминалось выше, характерен для продуктов сгорания органического топлива. Отсюда следует, что нижняя часть облака аккумулирует атмосферные поглощающие аэрозоли в большей степени, чем верхние слои.

Зависимость оптических параметров слоистообразного облака от высоты показана на рис. 8. Величина коэффициента рассеяния наибольшая в средней части облака ($\alpha \sim 25-40 \text{ км}^{-1}$) и наименьшая у его верхней и нижней границ, что хорошо согласуется с данными, полученными из самолетных измерений над Южным океаном [43] и в комплексном эксперименте FIRE [44].

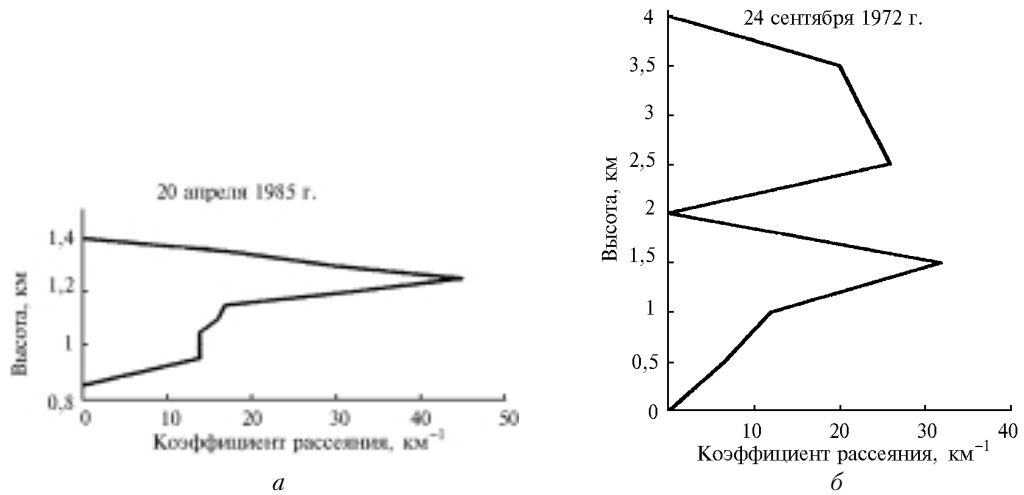


Рис. 6. Зависимость от высоты коэффициента рассеяния внутри однослойного (а) и двухслойного (б) слоистообразного облака

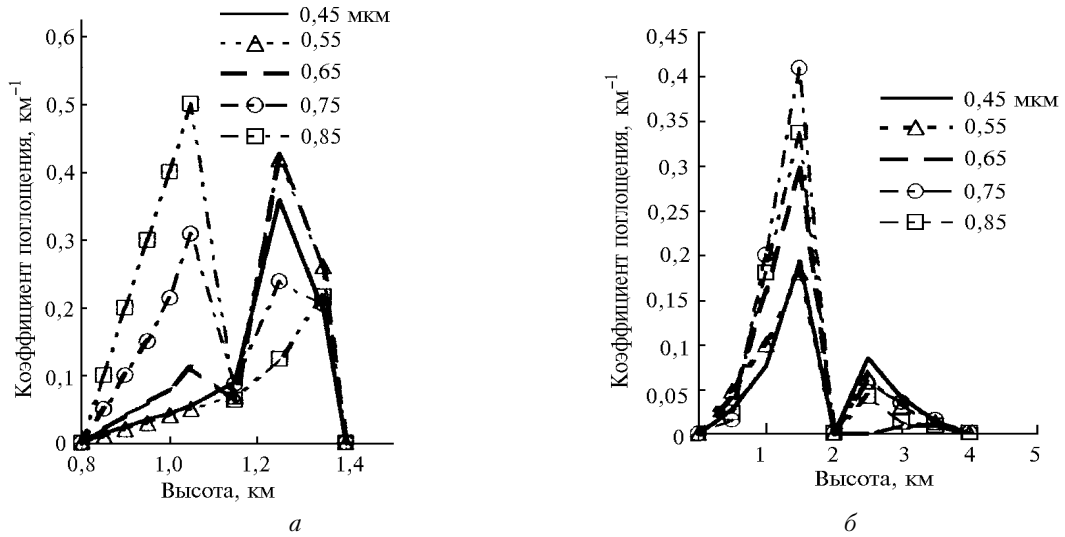


Рис. 7. Зависимость от высоты коэффициента поглощения внутри однослойного (а) и двухслойного (б) слоистообразного облака

Таблица 4

Альbedo однократного рассеяния и оптическая толщина различных подслоев слоистообразного облака

z^* , км	1,4–1,3				1,3–1,2				1,2–1,1				1,1–0,95				0,95–0,8	
λ , мкм	ω_0	k , км ⁻¹	τ_1	α , км ⁻¹	ω_0	k , км ⁻¹	τ_2	α , км ⁻¹	ω_0	k , км ⁻¹	τ_3	α , км ⁻¹	ω_0	k , км ⁻¹	τ_4	α , км ⁻¹	τ_5	α , км ⁻¹
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
0,35	0,9831	0,34	2,0	20	0,9968	0,16	4,9	49	0,9949	0,27	5,3	53	0,9974	0,07	4,2	28	2,4	48
0,36	0,9891	0,21	1,9	19	0,9996	0,02	4,9	49	0,9942	0,30	5,1	51	0,9964	0,09	3,9	26	2,4	48
0,37	0,9876	0,24	1,9	19	0,9991	0,04	4,8	48	0,9944	0,28	5,0	50	0,9971	0,07	3,6	24	2,3	46
0,38	0,9971	0,06	1,9	19	0,9966	0,17	4,8	48	0,9899	0,50	4,9	49	0,9937	0,12	3,4	23	2,2	45
0,39	0,9925	0,14	1,9	19	0,9949	0,25	4,8	48	0,9881	0,57	4,8	48	0,9936	0,15	3,2	21	2,2	45
0,40	0,9961	0,07	1,9	19	0,9962	0,18	4,8	48	0,9906	0,45	4,7	47	0,9934	0,13	2,8	19	2,2	45
0,41	0,9977	0,04	1,9	19	0,9976	0,12	4,7	47	0,9920	0,37	4,6	46	0,9944	0,09	2,3	15	2,2	44
0,43	0,9920	0,15	1,8	18	0,9937	0,29	4,6	47	0,9957	0,19	4,5	45	0,9973	0,04	2,1	13	2,2	44
0,45	0,9889	0,19	1,8	18	0,9918	0,38	4,6	47	0,9956	0,19	4,4	44	0,9967	0,04	1,7	11	2,2	44
0,47	0,9876	0,21	1,8	18	0,9916	0,39	4,6	46	0,9960	0,17	4,2	42	0,9974	0,03	1,7	11	2,2	44
0,49	0,9867	0,23	1,8	18	0,9914	0,4	4,6	46	0,9959	0,16	3,8	38	0,9962	0,04	1,7	11	2,2	44
0,50	0,9876	0,21	1,8	18	0,9918	0,38	4,6	46	0,9964	0,13	3,6	36	0,9971	0,03	1,7	11	2,2	44
0,51	0,9873	0,22	1,8	18	0,9917	0,39	4,5	45	0,9960	0,14	3,4	34	0,9966	0,04	1,7	11	2,2	44
0,53	0,9859	0,26	1,8	18	0,9910	0,41	4,5	45	0,9963	0,12	3,2	32	0,9973	0,03	1,8	12	2,2	44
0,55	0,9857	0,25	1,8	18	0,9908	0,40	4,5	45	0,9961	0,11	2,7	29	0,9965	0,04	1,8	12	2,2	44
0,57	0,9858	0,24	1,8	18	0,9906	0,39	4,4	44	0,9961	0,10	2,6	25	0,9954	0,05	1,8	12	2,2	43
0,59	0,9854	0,27	1,8	18	0,9904	0,43	4,4	44	0,9960	0,09	2,2	22	0,9939	0,05	1,8	12	2,2	43

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
0,60	0,9842	0,29	1,8	18	0,9898	0,45	4,4	44	0,9960	0,08	1,9	21	0,9945	0,05	1,9	13	2,2	43
0,61	0,9850	0,27	1,8	18	0,9904	0,43	4,3	43	0,9961	0,07	1,9	20	0,9943	0,07	1,9	13	2,2	43
0,63	0,9858	0,26	1,8	18	0,9909	0,4	4,3	43	0,9962	0,07	1,9	19	0,9939	0,08	1,9	13	2,2	43
0,65	0,9852	0,27	1,8	18	0,9903	0,43	4,2	42	0,9956	0,08	1,8	18	0,9928	0,08	1,9	13	2,2	42
0,67	0,9839	0,28	1,7	17	0,9903	0,42	4,1	41	0,9950	0,08	1,8	18	0,9919	0,07	1,9	13	2,2	42
0,69	0,9825	0,28	1,6	16	0,9895	0,42	4,0	40	0,9944	0,10	1,8	18	0,9908	0,12	1,9	13	2,2	42
0,70	0,9804	0,3	1,5	15	0,9903	0,38	3,9	39	0,9920	0,14	1,7	17	0,9865	0,18	1,9	13	2,1	41
0,71	0,9829	0,26	1,5	15	0,9912	0,37	3,8	39	0,9920	0,14	1,7	17	0,9849	0,20	1,9	13	2,1	41
0,73	0,9866	0,22	1,5	15	0,9918	0,36	3,7	37	0,9913	0,17	1,6	16	0,9819	0,24	1,9	13	2,1	41
0,75	0,9874	0,19	1,5	15	0,9935	0,32	3,7	37	0,9933	0,12	1,6	16	0,9849	0,20	1,9	13	2,0	40
0,77	0,9822	0,27	1,5	15	0,9913	0,32	3,7	37	0,9895	0,16	1,6	16	0,9830	0,22	1,9	13	2,0	40
0,79	0,9870	0,26	1,5	15	0,9926	0,27	3,7	37	0,9884	0,16	1,4	14	0,9815	0,25	1,9	13	2,0	40
0,80	0,9879	0,18	1,5	15	0,9934	0,16	3,6	36	0,9898	0,14	1,4	14	0,9808	0,25	1,9	13	2,0	40
0,81	0,9889	0,17	1,5	15	0,9943	0,15	3,6	36	0,9899	0,14	1,4	14	0,9795	0,27	2,0	13	2,0	40
0,83	0,9897	0,16	1,5	15	0,9952	0,14	3,5	35	0,9903	0,13	1,4	14	0,9777	0,30	2,0	13	2,0	39
0,85	0,9871	0,18	1,5	15	0,9963	0,12	3,4	34	0,9944	0,11	1,3	13	0,9790	0,34	2,0	13	2,0	39
0,87	0,9902	0,15	1,5	15	0,9982	0,06	3,2	32	0,9927	0,09	1,3	13	0,9774	0,29	2,1	14	1,9	38
0,89	0,9894	0,13	1,5	15	0,9993	0,05	3,1	31	0,9923	0,07	1,3	13	0,9720	0,22	2,1	14	1,8	36
0,90	0,9875	0,15	1,5	15	0,9968	0,1	3,1	31	0,9890	0,10	1,3	13	0,9700	0,32	2,1	14	1,8	36
0,91	0,9899	0,17	1,5	15	0,9979	0,13	3,0	30	0,9836	0,14	1,3	13	0,9715	0,44	2,2	15	1,7	35
0,93	0,9874	0,23	1,5	15	0,9962	0,11	3,0	30	0,9838	0,20	1,2	12	0,9710	0,45	2,2	15	1,7	35
0,95	0,9826	0,27	1,5	15	0,9903	0,29	3,0	30	0,9737	0,32	1,2	12	0,9703	0,46	2,2	15	1,7	34
0,96	0,9873	0,19	1,5	15	0,9917	0,25	3,0	30	0,9744	0,31	1,2	12	0,9717	0,44	2,2	15	1,7	34

* Высота уровней, на которых проводились измерения.

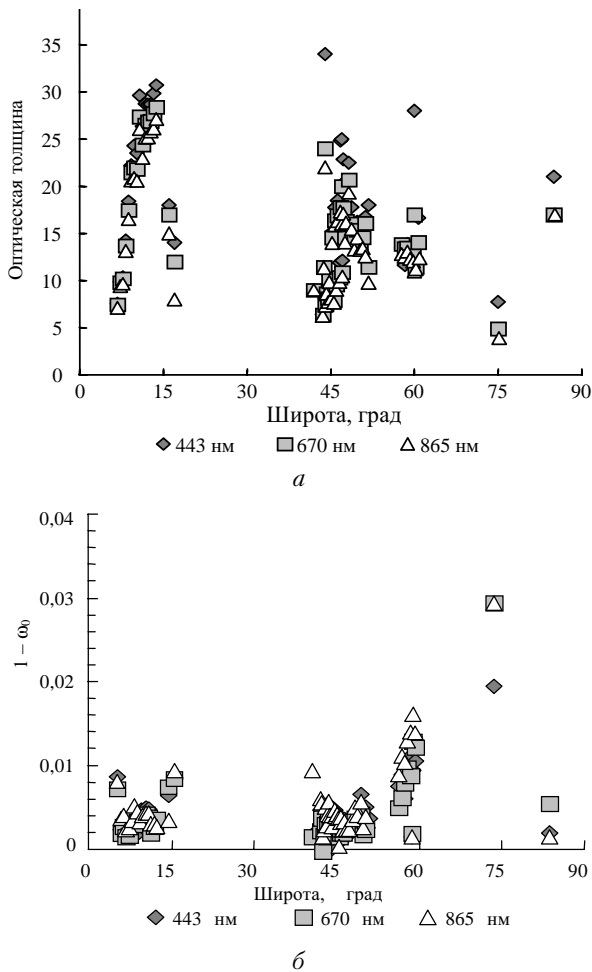


Рис. 8. Широтное распределение оптической толщины (а) и величины $1 - \omega_0$ альbedo однократного рассеяния (б) слоистообразных облаков

Пространственное распределение оптических и радиационных характеристик слоистообразной облачности

Как упомянуто выше, оптическая толщина и альbedo однократного рассеяния были определены из данных спутниковых радиационных измерений [13, 14] согласно методике [22, 25]. При этом были рассмотрены два изображения, полученные радиометром AVHRR со спутников NOAA-12 и NOAA-14, а также 7 изображений, полученных прибором POLDER со спутника ADEOS-I. Поскольку эти изображения охватывают значительные по протяженности географические регионы, был выполнен предварительный анализ зависимости оптических параметров от географического положения облачности. Полученные оптические параметры, оптическая толщина и альbedo однократного рассеяния были усреднены по широте и долготе. Результаты, представленные на рис. 8 и 9, не показывают заметного различия в величине оптических параметров для разных географических районов. Отметим, что эти результаты следует считать предварительными, потому что предполагается обработать спутниковые данные в глобальном масштабе, за продолжительные промежутки времени, а также провести подробный статистический анализ полученных величин. Только тогда можно будет делать уверенные заключения об особенностях географического распределения и временных вариациях оптических параметров слоистообразной облачности.

Оптические параметры облаков представляют интерес для анализа влияния облачности на энергетику атмосферы. Поэтому полученные усредненные величины оптической толщины и альbedo однократного рассеяния были использованы для расчета радиационных характеристик облачной атмосферы: отраженного и пропущенного потоков и поглощения солнечной радиации. Расчет проводился для зенитного угла Солнца, соответствующего местному полудню. На рис. 10, *a* представлены радиационные характеристики в относительных единицах потока, падающего на верхнюю границу атмосферы для длины волны 640 нм в зависимости от географической долготы. Полученные

величины показывают, что радиационные характеристики не зависят от долготы. Отметим значительную величину поглощенной радиации $\sim 10\text{--}20\%$, которая указывает на необходимость аккуратно учитывать влияние слоистообразной облачности на нагревание атмосферы при построении различных сценариев развития климата. Надо сказать, что подобные величины поглощенной радиации получаются из самолетных радиационных измерений [5–9]. Характеристики отраженной, пропущенной и поглощенной радиации в энергетических единицах $\text{Вт}/\text{м}^2$ для коротковолнового участка спектра 400–900 нм в облачной атмосфере показаны на рис. 10, *б*.

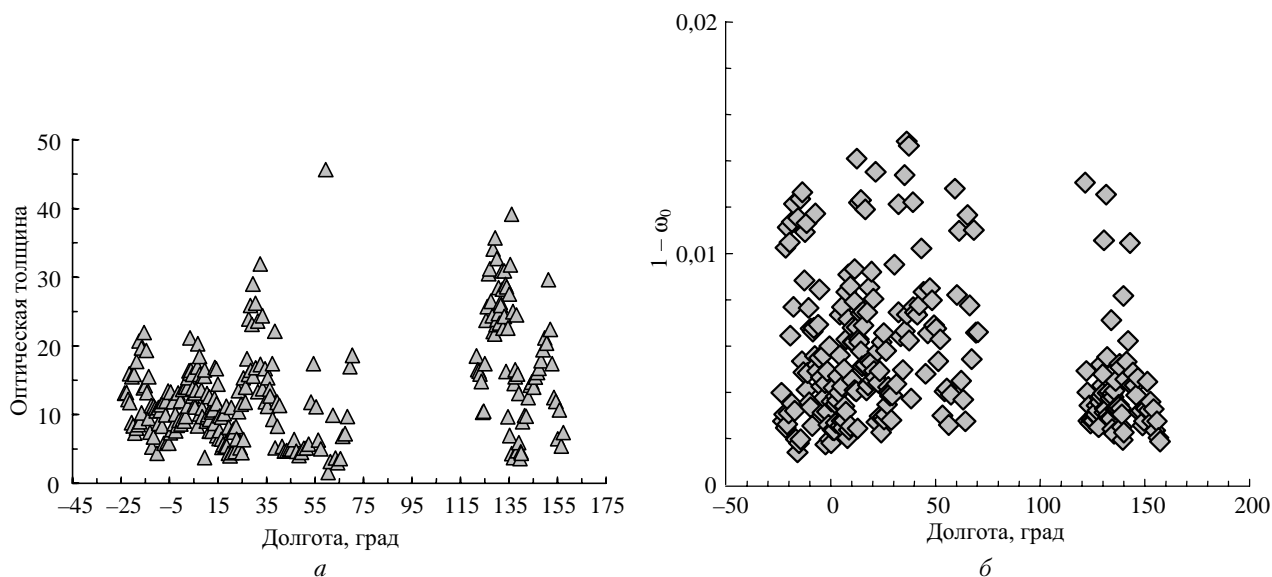


Рис. 9. Долготное распределение оптической толщины (*a*) и величины $1 - \omega_0$ однократного рассеяния (*б*) слоистообразных облаков

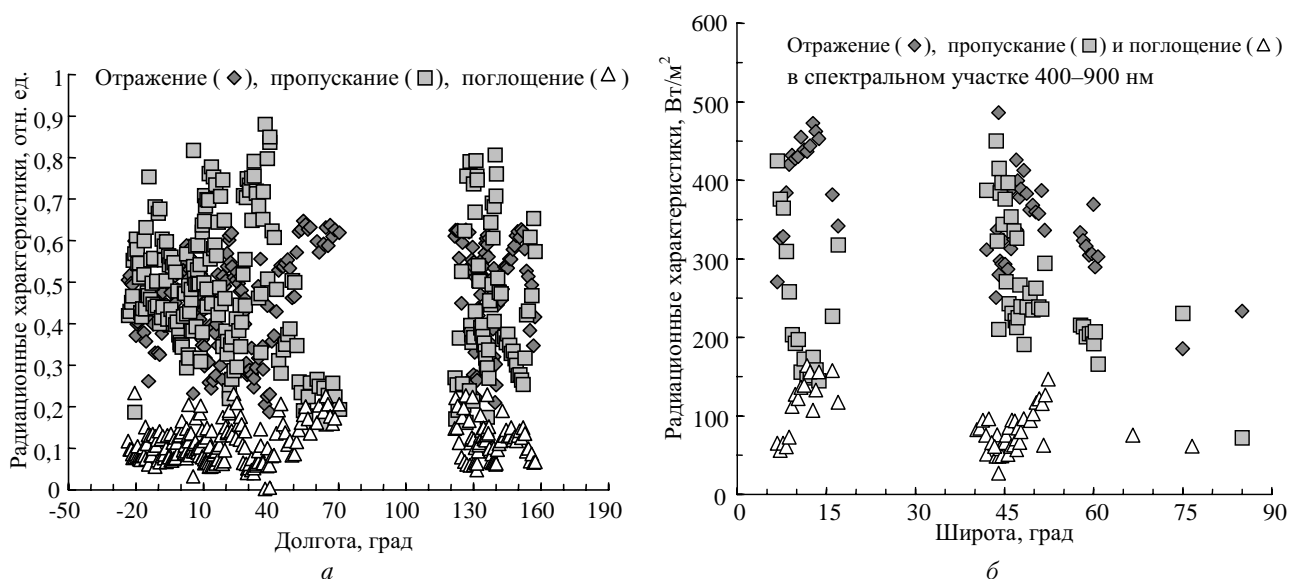


Рис. 10. Пространственное распределение радиационных характеристик слоистообразной облачности: *a* – отраженный и пропущенный потоки и поглощение солнечной радиации в относительных единицах потока, падающего на верхнюю границу атмосферы в зависимости от долготы; *б* – отраженный и пропущенный потоки и поглощение солнечной радиации в энергетических единицах в коротковолновом спектральном диапазоне 400–900 нм в зависимости от широты

Заключение

Рассмотренные здесь результаты представляют собой усредненные данные, полученные из самолетных и наземных измерений в различных регионах и в разные сезоны. Представлена спектральная зависимость коэффициентов рассеяния и поглощения, оптической толщины и альbedo однократного рассеяния. Было обнаружено, что роль атмосферных поглощающих радиацию аэрозолей в радиационных процессах в облаке возрастает вследствие взаимодействия между атмосферными аэрозолями, находящимися вне капель, и многократным рассеянием радиации. Представляется возможным различить три типа облачности по степени поглощения радиации: 1) слабое истинное поглощение радиации (или консервативное рассеяние на некоторых длинах волн) $1 - \omega_0 < 0,005$ наблюдается над водной или снежной поверхностью; 2) промежуточный случай $1 - \omega_0 \sim 0,005 - 0,01$ – над сушей; 3) сильное истинное поглощение радиации $1 - \omega_0 \sim 0,01 - 0,05$ отмечается как результат пылевых выносов или промышленных загрязнений в атмосфере.

Полосы газового поглощения в коротковолновой спектральной области имеют разную форму в различных облаках, причем это определяется оптической толщиной облака и степенью аэрозольного поглощения радиации. Оптическая толщина, так же как и объемный коэффициент рассеяния, заметно уменьшается с длиной волны. Эти выявленные факты хорошо объясняются действием многократного рассеяния в облаке.

Оптическая толщина однослойного облака находится в пределах 10–20 на длине волны $\lambda > 0,8$ мкм. В высоких широтах облака – слабо поглощающие и оптическая толщина $\tau \leq 10$ меньше, чем в тропических широтах.

Вертикальный профиль оптических параметров выявляет наиболее высокие значения коэффициента рассеяния в середине облачного слоя, а коэффициента поглощения – в его нижней части. Следует отметить, что для более уверенных заключений о вертикальных профилях оптических параметров слоистообразной облачности необходим более представительный ряд измерений. Спектральная зависимость коэффициента поглощения на разных уровнях в облачном слое указывает на разный состав атмосферных аэрозолей на разных высотах. Спектральная зависимость коэффициента рассеяния в облаке выявляется только при достаточно большой оптической толщине.

Представленные результаты могут служить для моделирования оптических свойств слоистообразной облачности при радиационных расчетах в коротковолновой области спектра.

1. *Liao H., Seinfeld J.H.* Effect of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. № 4. P. 3781–3788.
2. *Haywood J.M., Ramaswamy V.* Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulphate and black carbon aerosols // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. № 6. P. 6043–6058.

3. *Kondratyev K.Ya., Binenko V.I., Melnikova I.N.* Absorption of solar radiation by clouds and aerosols in the visible wavelength region // *Meteorol. and Atmos. Phys.* 1998. V. 65. P. 1–10.
4. *Кондратьев К.Я., Биненко В.И., Мельникова И.Н.* Об избыточном поглощении облаками солнечной радиации в видимой области спектра // *Докл. РАН.* 1995. Т. 345. № 6. С. 816–818.
5. *Kondratyev K.Ya.* Complex Atmospheric Energetic Experiment WMO GARP Publ. 1972. № 12. 48 p.
6. *Kondratyev K.Ya., Binenko V.I., Vasilyev O.B., Grishchkin V.S.* Spectral radiative characteristics of stratus clouds according CAENEX and GATE data // *Proc. Int. Symp. Rad. Garmisch – Partenkirchen, Science Press.* 1977. P. 572–577.
7. *Кондратьев К.Я., Биненко В.И.* Влияние облаков на радиацию и климат. Л. Гидрометеониздат, 1984. 240 с.
8. *Гришечкин В.С., Мельникова И.Н.* Исследование лучистых притоков в слоистообразных облаках в Арктических районах // *Рациональное использование природных ресурсов: Сб. ЛПИ,* 1989. С. 60–67.
9. *Гришечкин В.С., Шульц Э.О., Мельникова И.Н.* Анализ спектральных радиационных характеристик // *Проблемы физики атмосферы. ЛГУ,* 1989. Вып. 20. С. 32–42.
10. *Радионов В.Ф., Сакунов Г.Г., Гришечкин В.С.* Спектральное альbedo заснеженной поверхности по измерениям на дрейфующей станции СП-22 // *Первый глобальный эксперимент ПИГАП. 2. Полярный аэрозоль, протяженная облачность и радиация. Л.: Гидрометеониздат,* 1981. С. 89–91.
11. *Melnikova I.N., Domnin P.I., Varotsos C., Pivovarov S.S.* Retrieval of optical properties of cloud layers from transmitted solar radiance data // *Proc. SPIE.* 1997. V. 3237. P. 77–80.
12. *Васильев А.В., Михайлов В.В., Мельникова И.Н.* Вертикальный профиль спектральных потоков рассеянной солнечной радиации в слоистом облаке по результатам самолетных измерений // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 1994. Т. 30. № 5. С. 630–635.
13. *Мельникова И.Н., Галиндо И., Солано Р.* Определение оптических параметров слоистых облаков из измерений AVHRR // *Оптика атмосфер. и океана.* 1999. Т. 12. № 3. С. 283–287.
14. *Мельникова И.Н., Накаджима Т.* Альbedo однократного рассеяния и оптическая толщина слоистых облаков, полученных из измерений отраженной солнечной радиации прибором «ПОЛДЕР» // *Исслед. Земли из космоса.* 2000. № 3. С. 1–16.
15. *Михайлов В.В., Войтов В.П.* Усовершенствованная модель универсального спектрометра для исследования поля коротковолновой радиации в атмосфере // *Проблемы физики атмосферы. ЛГУ,* 1969. Вып. 6. С. 175–181.
16. *Городецкий В.В., Малешин М.Н., Петров С.Я., Соколова Е.А., Пчелкин В.И., Соловьев С.П.* Малогабаритные многоканальные оптические спектрометры // *Оптич. ж.* 1995. Т. 62. № 7. С. 3–9.
17. *Melnikova I.N., Mikhailov V.V.* Spectral scattering and absorption coefficients in strati derived from aircraft measurements // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. P. 925–931.
18. *Мельникова И.Н.* Спектральные коэффициенты рассеяния и поглощения в слоистых облаках // *Оптика атмосфер.* 1991. Т. 4. № 1. С. 25–32.
19. *Мельникова И.Н.* Спектральные оптические параметры облачных слоев. Теория. Часть I // *Оптика атмосфер. и океана.* 1992. Т. 5. № 2. С. 178–185.
20. *Мельникова И.Н., Михайлов В.В.* Определение оптических характеристик облачных слоев // *Докл. РАН.* 1993. Т. 328. № 3. С. 319–321.

21. Мельникова И.Н., Домнин П.И. Определение оптических параметров однородного оптически толстого облачного слоя // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 6. С. 734–740.
22. Мельникова И.Н., Домнин П.И., Радионов В.Ф. Определение оптических параметров облачного слоя по измерениям отраженной и пропущенной солнечной радиации // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1998. Т. 34. № 6. С. 669–676
23. Мельникова И.Н. Вертикальный профиль спектральных коэффициентов рассеяния и поглощения слоистой облачности. 1. Теория // Оптика атмосф. и океана. 1998. Т. 11. № 1. С. 5–11.
24. Asano S. Cloud and radiation studies in Japan. Cloud radiation interactions and their parameterisation in climate models // WCRP-86 (WMO/TD No. 648). Geneva. WMO. 1994. P. 72–73.
25. Melnikova I.N., Domnin P.I., Mikhailov V.V., Radionov V.F. Optical characteristics of clouds derived from measurements of reflected or transmitted solar radiation // J. Atmos. Sci. 2000. V. 57. № 6. P. 623–630.
26. Соколик И.Н. Интерпретация измерений оптических характеристик дымового аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 345–357.
27. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 360 с.
28. Sokolic I., Toon O.B. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. № 8. P. 9423–9444.
29. Яновичский Э.Г. Рассеяние света в неоднородных атмосферах. Киев, 1995. 400 с.
30. Минин И.Н. Ленинградская школа теории переноса излучения // Астрофиз. АН Арм. ССР. 1981. Т. 17. Вып. 3. С. 585–618.
31. Дуанов-Клоков Б.Г., Гречко Е.И., Малков Г.П. Самолетные измерения эффективной длины пробега фотонов по отраженной и пропущенной облаками радиации в полосе O_2 0,76 мкм // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1973. Т. 9. № 5. С. 524–537.
32. Pfeilsticker K., Erle F., Funk O., Marquard L., Wagner T., Platt U. Optical path modifications due to tropospheric clouds: Implications for zenith sky measurements of stratospheric gases // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. № 19. P. 35323–35335.
33. Wagner T., Erle F., Marquard L., Otten C., Pfeilsticker K., Senne T., Stutz J., Platt U. Cloudy sky optical paths as derived from differential optical absorption spectroscopy observations // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. № 19. P. 25307–25321.
34. Pfeilsticker K. First geometrical path length probability density function of the skylight from high-resolution oxygen A-band spectroscopy. 2. Derivation of the Levy index for the skylight transmitted by midlatitude clouds // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. № 43. P. 4101–4116.
35. Mayer B., Kylling A., Madronich S., Seckmeyer G. Enhanced absorption of UV radiation due to multiple scattering in clouds: Experimental evidence and theoretical explanation // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. № 23. P. 31241–31254.
36. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 542 с.
37. Clarke A.D. Integrating sandwich: A new method of measurement of the light absorption coefficient for atmospheric aerosols // Appl. Opt. 1982. V. 21. P. 3011–3020.
38. Clarke A.D. Aerosol light absorption by soot in remote environments // Aerosol Sci. Technol. 1989. V. 10. P. 161–171.
39. Twhoy C.H., Clarke A.D., Warren S.G., Radke L.F., Charlson R.J. Light-absorbing material extracted from cloud droplets and its effect on cloud albedo // J. Geophys. Res. D. 1989. V. 94. № 6. P. 8623–8631.
40. Waggoner R.E., Weiss A.P., Ahlquist N.C., Covert D.S., Charlson R.J. Optical characteristics of atmospheric aerosols // Atmos. Environ. 1981. V. 15. P. 1891–1909.
41. Кондратьев К.Я., Биненко В.И., Мельникова И.Н. Вертикальный профиль спектральных коэффициентов рассеяния и поглощения слоистой облачности. Применение к данным самолетных радиационных наблюдений // Оптика атмосф. и океана. 1998. V. 11. № 4. С. 381–387.
42. Melnikova I., Mikhailov V. Vertical profile of spectral optical parameters of strati clouds from airborne radiative measurements // J. Geophys. Res. D. V. 105. № 18. P. 23255–23273.
43. Boers R., Jensen J.B., Krummel P.B., Gerber H. Microphysical and short-wave radiative structure of wintertime stratocumulus clouds over the Southern Ocean // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1996. V. 122. P. 1307–1339.
44. Curry J.A., Hobbs P.V., King M.D., Randall D.A., Minnis P., Isaac G.A., Pinto J.O., Uttal T., Bucholtz A., Cripe D.G., Gerber H., Fairall C.W., Garrett T.J., Hudson J., Intrieri J.M., Jakob C., Jensen T., Lawson P., Marcotte D., Nguyen L., Pilewskie P., Rangno A., Rogers D.C., Strawbridge K.B., Valero F.P.J., Williams A.G., Wylie D. FIRE Arctic Clouds Experiment // Bulletin of the American meteorological Society. 2000. V. 81. № 1. P. 5–29.

I.N. Melnikova. Optical model of clouds obtained by aircraft spectral measurements of short-wave solar radiation.

Optical spectral parameters of stratus clouds (single scattering albedo and optical thickness as well as scattering and absorption coefficients) in short-wave spectral ranges are important as input parameters for many problems of atmospheric optics and climate calculation. Here we analyse results obtained on the base of radiative, airborne, ground-based, and satellite experiments accomplished during more than 30 years at different geographical sites. Using radiative irradiance and radiance observation data, as well as of analytical solution of the inverse problem, the optical parameters were reconstructed. Spectral dependence, vertical profiles and geographical distribution of optical parameters of the stratus clouds are presented. Three main types of clouds with weak, intermediate and strong light absorption are revealed. Apparent decrease of the scattering coefficient with wavelength is found.