

Таблица 6.14. Числовые параметры функции распределения потока

Количество и форма облаков	$Q_{\text{мин}}^*$	$Q_{\text{макс}}^*$	Мода	Модальная вероятность	Медиана
10Ns	0,12	0,36	0,24	0,42	0,24
10St	0,12—0,31	0,30—0,88	0,21—0,36	0,30—0,55	0,21—0,40
9St fr.	0,43—0,48	1,17—1,21	0,63	0,12—0,17	0,63—0,65
10 Sc	0,39—0,51	0,90	0,50—0,65	0,12—0,18	0,59—0,65
10As	0,24—0,35	0,72—0,74	0,36—0,45	0,24—0,34	0,42—0,48
10 Ac	0,42	0,96	0,54	0,13	0,66
9Ac	0,52	1,20	0,98	0,16	0,94
5Cu	0,43	1,20	0,45 и 0,94	0,07 и 0,22	0,95
7Cu	0,42	1,20	0,48 и 1,08	0,16 и 0,14	0,72
9Cu	0,29	1,34	0,50 и 0,98	0,13 и 0,05	0,54
Туман	0,18—0,20	0,42—0,60	0,30—0,36	0,25—0,44	0,30—0,38

Примечание. Мода — это такое значение случайной величины, которому соответствует наибольшая частота (вероятность) появления этой величины. Медиана — значение случайной величины, при котором накопленная (интегральная) частота составляет половину объема всей совокупности. Пределы изменения, указанные в таблице, относятся к различным записям (реализациям) потока  $Q$ .

вершин и облаков превышал солнечную постоянную. Так, на пике Терскол (3100 м над уровнем моря) 6 марта 1959 г. в 12 ч 30 мин при кучевой облачности 8 баллов и чистом снежном покрове измеренный поток  $Q$  составлял 1,40 кВт/м<sup>2</sup>, 11 мая 1962 г. при 7-балльной кучевой облачности в 12 ч 30 мин поток суммарной радиации равнялся 1,44 кВт/м<sup>2</sup>, 3 августа 1961 г. при 10-балльной (с просветами) кучевой облачности поток  $Q = 1,45$  кВт/м<sup>2</sup>, при этом альбедо почвы составляло всего лишь 10—15 %.

При наличии снежного покрова потоки рассеянной и суммарной радиации больше, чем при отсутствии его. Согласно М. С. Аверкиеву, поправочный множитель для суммарной радиации имеет вид

$$k = \frac{1}{1 - 0,2r},$$

где  $r$  — альбедо земной поверхности. При  $r = 0,20$  (травяной покров)  $k = 1,04$ , при  $r = 0,80$  (снег)  $k = 1,19$ . Таким образом поток суммарной радиации над снежной поверхностью увеличивается в 1,14 раза по сравнению с травяным покровом.

## 7 Альбедо

Альбедо, или отражательной способностью какой-либо поверхности, как уже указывалось, называют отношение потока отраженной данной поверхностью радиации к потоку падающей радиации, выраженное в долях единицы или в процентах.

Наблюдения показывают, что альbedo различных поверхностей изменяются в сравнительно узких пределах (10—30 %), исключение составляют снег и вода. В табл. 6.15 и 6.16 приведены значения альbedo различных поверхностей.

Таблица 6.15. Альbedo естественных поверхностей (по В. Л. Гаевскому и М. И. Будыко)

Поверхность	Альbedo	Поверхность	Альbedo
Снег и лед		Поля, луга тундра	
Свежий сухой снег	0,80—0,90	Поля ржи и пшеницы	0,10—0,25
Чистый влажный снег	0,60—0,70	Картофельные поля	0,15—0,25
Загрязненный снег	0,40—0,50	Хлопковые поля	0,20—0,25
Морской лед	0,30—0,40	Луга	0,15—0,25
Обнаженная почва		Сухая степь	0,20—0,30
Темные почвы	0,05—0,15	Тундра	0,15—0,20
Влажные серые почвы	0,10—0,20	Древесная растительность	
Сухие глинистые или серые почвы	0,20—0,45	Хвойные леса	0,10—0,15
Сухие светлые песчаные почвы	0,25—0,45	Лиственные леса	0,15—0,20

Таблица 6.16. Средние значения альbedo для основных видов естественных поверхностей суши (по М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубеиок)

Поверхность	Альbedo	Поверхность	Альbedo
Устойчивый снежный покров:		Хвойные леса	0,14
высокие широты (60° и более)	0,80	Тундра, степи, лиственные леса, саванны во влажное время года	0,18
умеренные широты (менее 60°)	0,70	Саванны в сухое время года и полупустыни	0,25
Неустойчивый снежный покров	0,45	Пустыни	0,30

Альbedo снега в среднем составляет 60 %, а при свежес выпавшем снеге может достигать 90 %. Альbedo водной поверхности сильно зависит от угла падения солнечных лучей:

$h^\circ$ . . . . .	90	50	45	20	5
Альbedo, % . . . . .	2	4	5	12	35

В целом альbedo водных поверхностей (океанов) меньше, чем альbedo суши: его средние значения колеблются между 0,06 в эк-

ваториальной зоне ( $20^\circ$  ю. ш.— $20^\circ$  с. ш.) и 0,15—0,20 на широте  $60$ — $70^\circ$  (при этом альbedo больше 0,15 наблюдается только зимой).

Существенно альbedo зависит от влажности почвы, с возрастом которой оно уменьшается. Значительное уменьшение альbedo с увеличением влажности почвы играет важную роль в процессе изменения теплового режима орошаемых полей. Вследствие уменьшения альbedo при увлажнении почвы происходит увеличение поглощаемой радиации. Альbedo различных поверхностей имеет хорошо выраженный дневной и годовой ход, обусловленный зависимостью альbedo от высоты Солнца. Наименьшие значения альbedo наблюдаются в околополуденные часы, а в течение года — летом.

В табл. 6.17 представлены сведения о средних значениях альbedo травы и снега для ультрафиолетового (0,30—0,39 мкм), видимого (0,39—0,76 мкм) и интегрального (менее 3 мкм) потоков солнечной радиации, полученные по наблюдениям на метеостанции МГУ.

Таблица 6.17. Альbedo (%) травы и снега в различных участках спектра ( $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение)

Вид поверхности	Ультрафиолетовый участок		Видимый участок		Интегральный поток	
	$\bar{r}_{уф}$	$\sigma$	$\bar{r}_{вид}$	$\sigma$	$\bar{r}_{инт}$	$\sigma$
Зеленая трава	1,4	0,6	3,9	0,9	20	4,8
Пожелтевшая трава	1,6	0,6	4,2	0,8	19	5,2
Прошлогодня трава	2,3	0,9	6,8	1,7	13	3,9
Насыпной грунт с редкой травой	2,5	0,7	5,4	1,9	18	2,5
Свежевыпавший снег	77	10	79	9	73	8
Чистый сухой снег	75	9	74	13	71	7
Грязный сухой снег	61	12	63	11	64	8
Тающий грязный снег	54	14	60	4	56	9

Из табл. 6.17 следует, что альbedo травы в ультрафиолетовом и видимом участках спектра значительно меньше, чем интегральное альbedo. Пожелтение травы сопровождается ростом  $\bar{r}_{уф}$  и  $\bar{r}_{вид}$  и уменьшением интегрального альbedo. Спектральные различия отражательной способности снега практически отсутствуют. Альbedo травы во всех участках спектра в пасмурный день, когда поток прямой радиации равен нулю, несколько меньше, чем в ясный день (для зеленой травы  $\bar{r}_{инт}$  уменьшается от 24 до 20 %,  $\bar{r}_{вид}$  — от 4,5 до 3,9 %,  $\bar{r}_{уф}$  — от 1,6 до 1,4 %). Для снега таких различий не установлено. Максимальные значения альbedo снега наблюдаются в околополуденные часы. На потоки отраженной радиации  $I''$  в ультрафиолетовом и видимом участках спектра определяющее

влияние оказывает альbedo земной поверхности, в то время как на интегральный поток — поступивший поток солнечной радиации. Зимой альbedo земной поверхности (снег) существенно больше, чем летом. По этой причине потоки отраженной ультрафиолетовой и видимой радиации (за сутки) зимой больше, чем летом (соответственно в 5—6 раз и 1,5—2,0 раза). Интегральный поток отраженной радиации (за сутки) летом при ясном небе в 3 раза больше, чем зимой, а при пасмурном — в 2 раза.

**Альbedo облаков.** Большой интерес представляют данные об альbedo облаков. Непосредственные измерения альbedo облаков произведены на самолетах и аэростатах. Альbedo облаков, согласно измерениям, существенно зависит от вертикальной протяженности облачности. На рис. 6.9 представлена зависимость альbedo облаков от их толщины по данным измерений Н. И. Чельцова (в районах Архангельска и Москвы) и М. Нейбургера (в Калифорнии). Каждая точка на рисунке соответствует среднему значению альbedo, полученному в результате осреднения примерно 40 измерений.

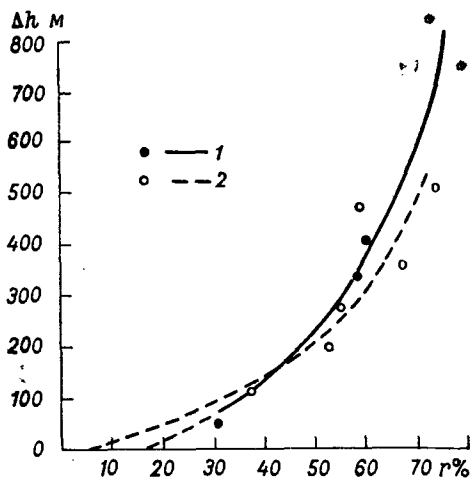


Рис. 6.9. Зависимость альbedo слоистых облаков от их толщины по данным измерений в Москве (1) и Калифорнии (2).

толщине облаков (до 200—300 м) и замедляется при дальнейшем ее увеличении.

Альbedo зависит от формы облаков. Наибольшими значениями альbedo характеризуется высоко-кучевая и слоисто-кучевая облачность. Так, при одинаковой толщине (300 м) альbedo  $A_c$  равно примерно 73 %,  $S_c$  — 64 %, смешанных облаков  $S_c-Cu$  — около 52 % (в районе Архангельска) и  $A_c$  — 71 %,  $S_c$  — 56 % (в районе Москвы).

Более полные исследования радиационных характеристик слоистых и слоисто-кучевых облаков проведены на Украине (Н. И. Гойса, В. М. Шошин). Средние значения альbedo оказались равными: 73 % для  $St$  (при средней толщине облаков 430 м и их водности  $0,20 \text{ г/м}^3$ , по наблюдениям в 58 случаях), 66 % для  $S_c$  (при средней толщине облаков 350 м и их водности  $0,13 \text{ г/м}^3$ , по наблюдениям в 54 случаях). Функции пропускания для этих облаков соот-

ветственно равны 21 и 26 %. С ростом толщины облака  $\Delta h$  альbedo  $r$  растет, а функция пропускания  $P$  уменьшается:

$\Delta h$ . . . . .	100	120	145	185	225	275	325	375	425	550	650	850
$r$ % . . . . .	31	37	44	52	59	66	71	74	76	79	81	82
$P$ % . . . . .	63	56	50	39	32	27	23	21	18	16	14	12

Альbedo увеличивается, а функция пропускания уменьшается с ростом так называемого водозапаса облака (массы капель воды в вертикальном столбе единичного сечения).

Альbedo  $r$ , функции пропускания  $P$  и поглощения  $A$  зависят от высоты Солнца. При толщине облака 350 м эта зависимость такова:

$h_{\odot}^{\circ}$ . . . . .	10	20	30	40	50
$r$ % . . . . .	76	73	71	69	67
$P$ % . . . . .	18	20	22	24	26
$A$ % . . . . .	6	7	7	7	7

Альbedo облака зависит от альbedo земной поверхности  $r_z$ , над которой находится облако: физически очевидно, что, чем больше  $r_z$ , тем больше поток отраженной от земли радиации и поток радиации, уходящей через верхнюю границу облака. Поскольку альbedo облака  $r$  есть отношение этого последнего потока к поступившему, то с увеличением  $r_z$  растет и альbedo облака. Для облаков St и Sc получены следующие данные:

$r_z$ % . . . . .	0	20	40	60	75	85
$r$ % . . . . .	74	74	76	78	80	82
$P$ % . . . . .	19	23	27	34	43	52
$A$ % . . . . .	7	8	8	9	9	10

С увеличением альbedo земной поверхности растут, согласно этим данным, функции поглощения  $A$  и пропускания  $P$ , что объясняется поглощением идущего от земли потока радиации облаком и вторичным отражением его от нижней поверхности облака.

В табл. 6.18 приведены значения альbedo облаков различных форм, определенные по измерениям яркости облачного покрова с искусственных спутников Земли. Альbedo облаков по этим данным колеблется в широких пределах — от 29 до 86 %. Характерно, что перистые облака в большинстве случаев отличаются меньшими значениями альbedo по сравнению с остальными формами облаков; и только плотные перисто-слоистые облака, имеющие большую вертикальную протяженность, хорошо отражают солнечную радиацию ( $r = 74$  %).

Таблица 6.18. Средние значения альbedo облаков различных форм

Форма облаков	Альbedo, %
Кучево-дождевые	86
Кучевые облака хорошей погоды над сушей, более 8 баллов	29
Слоисто-кучевые над сушей, более 8 баллов	68
Слоисто-кучевые, сплошной массив над океаном	60
Слоистые облака, просвечивающие, над океаном	42
Перисто-слоистые облака, плотные	74
Перистые облака над сушей	36
Перисто-слоистые облака над сушей	32

В 1971—1974 гг. на Украине выполнены наблюдения (с самолета) за потоками солнечной радиации преимущественно при облаках *Ci hum.* и *Ci med.* (90 %) и отчасти при *Ci cong.* (10 % наблюдений). Каждое измерение является результатом осреднения на пути от 70 до 100 км. Материалы этих наблюдений позволили получить сведения об альbedo облаков и об альbedo облачного слоя атмосферы в целом.

Альbedo слоя  $r_{\text{вг}}(n)$  связано с альbedo собственно облаков  $r_{\text{обл}}$  соотношением

$$r_{\text{вг}}(n) = r_{\text{вг}}(0)(1 - n) + r_{\text{обл}}n, \quad (7.1)$$

где  $n$  — количество облаков (в долях единицы),  $r_{\text{вг}}(0)$  — альbedo безоблачной атмосферы на уровне верхней границы облаков.

При отсутствии облаков альbedo в свободной атмосфере изменяется с высотой незначительно (при альbedo земной поверхности, равном 15—20 %, в слое 1—3 км альbedo, по данным измерений, уменьшается в среднем на 0,3 % на 1 км высоты), поэтому можно положить  $r_{\text{вг}}(0) = r_{\text{нг}}$ . Из соотношения (7.1) следует

$$r_{\text{обл}}(n) = \frac{r_{\text{вг}}(n) - r_{\text{нг}}(1 - n)}{n}. \quad (7.2)$$

На альbedo и другие радиационные характеристики облачного слоя оказывает влияние (наряду с  $n$  и толщиной облаков) высота Солнца. Однако это влияние существенно лишь при высоте Солнца меньше 30°. При проводимых наблюдениях высота Солнца в 94 % случаев превышала 30°. Среднее значение  $r_{\text{нг}}$  составило 14,5 %, причем значения  $r_{\text{нг}} < 13$  % и  $r_{\text{нг}} > 20$  % зафиксированы только в 20 % случаев (минимальные значения  $r_{\text{нг}}$ , равные 5—6 %, наблюдались весной вскоре после схода снежного покрова).

Сведения об альbedo  $r_{\text{вг}}(n)$  слоя атмосферы при разном количестве облаков помещены в табл. 6.19. Видно, что с увеличением  $n$  растут как средние, так и экстремальные значения  $r_{\text{вг}}(n)$ .

Таблица 6.19. Статистические характеристики альbedo верхней границы облачного слоя  $r_{вг}$  (%)

Параметр	n баллы									
	0	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
$r_{вг. ср}$	14,5	18,8	19,1	20,7	22,9	25,0	27,2	31,0	43,6	54,5
$r_{вг. макс}$	22,0	25,3	25,7	35,2	43,2	43,3	39,5	41,1	66,8	78,8
$r_{вг. мин}$	5,0	11,2	10,9	11,0	13,7	14,5	19,3	21,4	21,5	39,0
$\sigma$	2,1	3,1	2,9	3,7	4,9	5,3	5,4	6,3	12,2	10,4
$V$	8,7	16,0	15	18	21	21	20	20	28	19
$\delta$	1,4	2,3	2,3	2,8	3,6	4,0	4,5	5,6	9,2	8,2
$N$	242	38	63	60	68	57	41	29	19	28

Примечание. В таблице обозначено:  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение,  $V$  — коэффициент вариации,  $\delta$  — среднее арифметическое из абсолютных отклонений от среднего,  $N$  — число наблюдений.

Анализ опытных данных показал, что связь между  $r_{вг}(n)$  и  $n$  может быть с удовлетворительной точностью аппроксимирована выражением

$$r_{вг}(n) - r_{вг}(0) = \frac{n}{0,826 - 0,060n}, \quad (7.3)$$

где альbedo — в процентах;  $n$  — в баллах.

Коэффициент корреляции между фактическими значениями  $r_{вг}(n)$  и рассчитанными по выражению (7.3) достаточно высок: он равен  $0,91 \pm 0,01$ . Среднее квадратическое отклонение вычисленных по (7.3) значений  $r_{вг}(n)$  от фактических составляет 4,5 %, среднее арифметическое из абсолютных отклонений этих величин равно 3,3 %.

Альbedo собственно облаков  $r_{обл}(n)$ , определенное по (7.2), при увеличении  $n$  до 6—7 баллов остается практически постоянным (31—34 %), а затем быстро возрастает и при  $n=10$  баллам приближается к  $r_{вг}(n)$ . Объяснить такой ход  $r_{обл}(n)$  можно тем, что при небольшом количестве облаков ( $n \leq 6$  баллам) расстояние между ними велико (существенно больше толщины) и отдельные облака в отношении радиации ведут себя самостоятельно, не взаимодействуя друг с другом. При увеличении  $n$  растут геометрические размеры отдельных облаков, в том числе их толщина (при описываемых наблюдениях средняя толщина облаков изменялась от 0,40 км при  $n=1$  баллу до 1,94 км при  $n=10$  баллам).

Радиация, рассеянная боковыми частями одних облаков, достигает поверхности других и вновь рассеивается. Вследствие этого увеличивается отражательная способность облачного слоя в целом, а также растет поглощательная способность под влия-

нием увеличения длины пути солнечных лучей в облачном слое. В таком слое альbedo безоблачного пространства на верхней границе облаков  $r_{вг}(0)$  уже нельзя считать равным альbedo атмосферы на уровне нижней границы облаков  $r_{нг}$  (поэтому формула (7.2) при больших  $n$  неточна).

Анализ опытных данных показал, что альbedo облачного слоя  $r_{вг}(n)$  слабо зависит от толщины облаков (так, при  $n$ , равном 4—6 баллам, коэффициент корреляции между  $r_{вг}(n) - r_{вг}(0)$  и толщиной облаков составляет всего лишь  $0,19 \pm 0,10$ ). Объясняется это тем, что альbedo самих облаков существенно изменяется при увеличении их толщины лишь при малых значениях последней (рассеивание радиации в облаке происходит главным образом в его верхней части). Так, альbedo облаков растет от 40 до 72 % при увеличении их толщины от 100 до 400 м, дальнейший рост толщины до 700 м сопровождается увеличением альbedo только на 10 %. Поскольку в обсуждаемых наблюдениях толщина облаков, как правило, превышала 400 м, изменение ее существенно не влияло на альbedo собственно облаков  $r_{обл}$ , а следовательно, и на альbedo облачного слоя в целом.