

*М.М. Чумаков, И.В. Зиновьев, Л.Р. Дмитриева-Арраго*

## **РОЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБЛАКОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДКОВ ИЗ ОБЛАКОВ СЛОИСТЫХ ФОРМ**

### **Введение**

Исследование эволюции размеров частиц в теплых капельных облаках под влиянием гравитационной коагуляции капель представляет собой практически важную задачу для разработки методов прогноза погоды, поскольку от размеров капель зависят интенсивность выпадения осадков, а также радиационные свойства облаков, определяющие поступление солнечного и теплового излучения на подстилающую поверхность.

Для точного описания эволюции размеров частиц облака необходимо решать сложные уравнения, такие, как уравнения стохастической конденсации [7], уравнение эволюции функции распределения частиц по размерам [2] и др. При решении этих уравнений возникают еще и проблемы начальных условий и источников эволюции.

Поэтому в задачах прогноза погоды применяется метод параметризации микрофизических процессов, состоящий в использовании основных параметров, описывающих физические закономерности и эволюцию процессов.

В монографии Е. Кесслера [17] был предложен метод прогноза осадков с использованием постоянного значения критической водности облака, которая регулирует начало образования осадков и их количество. Метод расчета критической водности с учетом зависимости от микрофизических характеристик облака и водности был развит в [3–5]. В качестве основных параметров приняты средний радиус

капель облака, определяемый заданной функцией распределения частиц по размерам, коэффициент захвата капель облака в процессе коагуляции и критический радиус капель. В качестве функции распределения использовано двухпараметрическое гамма-распределение, предложенное для описания спектра облачных капель в работе Л.М. Левина [6].

Разработка параметризации микрофизических свойств облаков для цели прогноза осадков в гидродинамических моделях прогноза погоды имеет принципиальные трудности, которые связаны с тем, что отсутствуют регулярные наблюдения за микрофизическими параметрами облаков. От начальных значений микрофизических характеристик зависит характер эволюции микрофизических свойств облаков и их осадкообразующие свойства.

В связи с этим в данной работе решается задача выбора характерных величин микрофизических параметров, которые могут быть использованы в качестве начальных значений. Для выбора интервала характерных значений параметров необходим анализ результатов различных самолетных исследований в облаках, данных дистанционного зондирования и специальных натурных проектов.

Целью работы является оценка влияния заданных начальных значений параметров, входящих в микрофизический алгоритм, на формирование и интенсивность осадков, а также выбор оптимального интервала параметров, определяющих осадкообразующие свойства облака:

— начального среднего радиуса распределения частиц облака по размерам;

— значения параметра формы функции распределения;

— начальной водности облака;

— коэффициента захвата капель облака каплей-коллектором, а также исследование влияния критического радиуса.

В целом, задача связана с тем, что модели прогноза погоды не рассчитывают все параметры, необходимые для работы микрофизического алгоритма. В результате, конечная цель состоит в отборе наиболее и наименее влияющих параметров и определении интервала изменения параметров, наиболее подходящего для использования в прогнозе осадков.

### Функция распределения частиц облака по размерам и анализ ее параметров

При моделировании микрофизических свойств облаков широко используется функция распределения частиц облаков по размерам в виде гамма-распределения, плотность которого имеет вид:

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha+1)\beta^{\alpha+1}} r^\alpha \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \quad (1)$$

где  $r$  – радиус частицы;  $\alpha$  – параметр формы;  $\beta$  – масштабный параметр гамма-распределения.

Этот вид функции распределения частиц облака получен в результате обработки и анализа большого эмпирического материала [1, 10, 15, 19].

Из вида формулы (1) для плотности гамма-распределения следует, что основные микрофизические параметры связаны с параметрами формы ( $\alpha$ ) и масштаба ( $\beta$ ) следующими соотношениями:

- Средний радиус (первый момент распределения):

$$r_a = \beta(\alpha+1). \quad (2)$$

- Модальный радиус (радиус частицы, имеющей наибольшую повторяемость):

$$r_m = \beta\alpha. \quad (3)$$

- Средний объемный радиус (кубический корень из третьего момента распределения):

$$r_v = \beta\sqrt[3]{(\alpha+1)(\alpha+2)(\alpha+3)}. \quad (4)$$

- Эффективный радиус (отношение третьего момента ко второму моменту распределения – объемный модальный радиус, т.е. радиус капель, дающих максимальный вклад в водность):

$$r_e = \beta(\alpha+3). \quad (5)$$

- Средний объем частицы:

$$v_a = \frac{4\pi}{3}\beta^3(\alpha+1)(\alpha+2)(\alpha+3). \quad (6)$$

- Средняя площадь поверхности частицы:

$$s_a = 4\pi\beta^2(\alpha+1)(\alpha+2). \quad (7)$$

Водность:

$$\delta = \frac{4\pi}{3}\rho N\beta^3(\alpha+1)(\alpha+2)(\alpha+3), \quad (8)$$

где  $\rho$  – плотность воды;  $N$  – концентрация частиц.

Учитывая, что наблюдения проводятся в различных географических условиях, где, как известно, имеются особенности в размерах частиц, и с помощью разных приборов, различные авторы получили достаточно широкий диапазон значений параметра  $\alpha$ .

В работах А.Х. Хргиана и И.П. Мазина [13] приведены два значения параметра  $\alpha$ :  $\alpha = 2$  при большом масштабе осреднения данных наблюдений и  $\alpha = 6$  при малом масштабе осреднения.

К. Визер [23] рекомендует использовать значения  $\alpha$ , равные 6 и 12, но связывает различия в значениях параметра формы распределения с масштабом пространственного осреднения, а с типом подстилающей поверхности, над которой происходило формирование облаков. Эта рекомендация дается на основе результатов исследований, выполненных Г. Мартином [18], установившим связь между средним объемным радиусом и эффективным радиусом в виде

$$r_v^3 = kr_e^3, \quad (9)$$

Коэффициент пропорциональности  $k$  получен эмпирическим путем и равен  $0,80 \pm 0,07$  для морских и  $0,67 \pm 0,07$  для континентальных облаков. Таким образом, учитываемая формулы (4) и (5), имеем:

$$k = \frac{(\alpha+2)(\alpha+1)}{(\alpha+3)^2}. \quad (10)$$

Учитывая значения  $k$ , можно получить из формулы (10), что для морских облаков  $\alpha = 12$ , а для континентальных –  $\alpha = 6$ .

В работе А.М. Боровикова с соавторами [1] выполнена обработка около 500 проб облачных капель, взятых в естественных облаках и искусственных туманах. Анализ показал, что наилучшее совпадение функции распределения с экспериментальными данными получается при  $\alpha = 8$ , но возможны также значения  $\alpha$ , меньшие 8.

В целях проведения анализа изменения вида функции распределения в зависимости от разных значений параметра формы и среднего радиуса на рис. 1 и 2 представлены плотности функции распределения, рассчитанные при вариациях этих параметров.

Характерной особенностью функций распределения, которая представляет интерес в прогнозе осадков, является ширина спектра, определяющая возможность присутствия в облаке частиц малого и большого размера. Из анализа формы кривых, представленных на рис. 1, следует, что при фиксированном значении среднего радиуса наиболее широкий спектр имеет функция распределения при  $\alpha = 2$ .

В этом случае присутствуют капли малых размеров, а капли больших размеров, больше 15 мкм, имеют отличную от нуля повторяемость. С увеличением параметра  $\alpha$  при неизменном среднем радиусе распределение сужается и исчезает часть мелких капель и часть крупных. Рис. 2 иллюстрирует расширение спектра при увеличении среднего радиуса при фиксированном значении параметра формы. Эти свойства представляются важными для основной цели работы — исследования связи микрофизических характеристик облака и количества осадков с учетом процесса коагуляции капель, поскольку, как следует из работы Н.С. Шишкина [15], для развития процесса коагуляции капель необходимо присутствие в спектре частиц с радиусом 15 мкм и более.

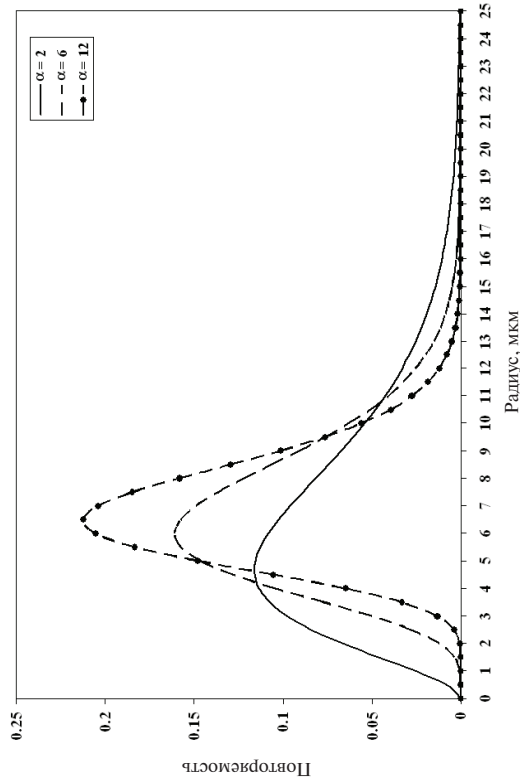


Рис. 1. Плотность гамма-распределения при значении среднего радиуса 7 мкм и различных значениях параметра формы

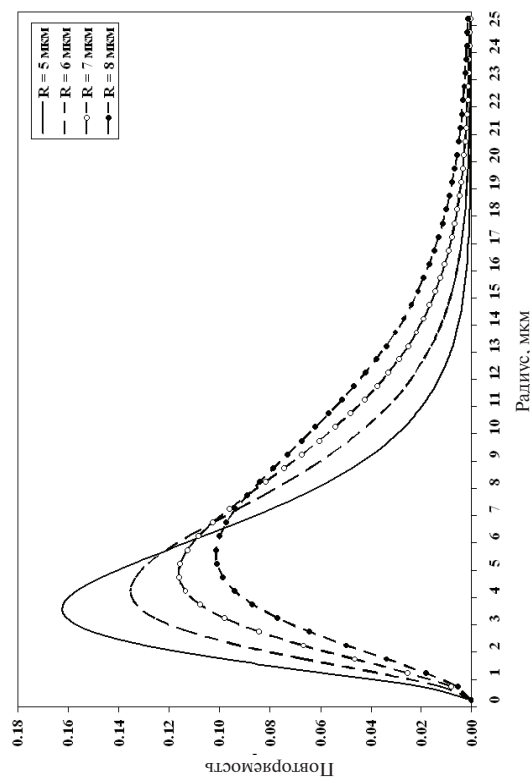


Рис. 2. Плотность гамма-распределения при значении параметра формы  $\alpha = 2$  и различных значениях среднего радиуса

### Анализ данных наблюдений микрофизических параметров облаков различных типов

Для оценки возможности выпадения осадков из облака за счет процесса гравитационной коагуляции была исследована эволюция функции распределения при различных начальных значениях среднего радиуса, параметра формы и заданных начальных значениях водности облака. При проведении данных исследований были рассмотрены значения водности в интервале  $0,1-0,5 \text{ г/м}^3$  и начальных средних радиусов в интервале 4–10 мкм. Выбор этих характеристик основан на результатах обобщения данных наблюдений, представленных в работах Г. Стефанса [21] и Б. Мейсона [10], и анализа данных, приведенных в табл. 1–3.

Во второй половине XX века проводились серии международных натуральных экспериментов, такие, как Atlantic Stratocumulus Transition Experiment (ASTEX), First ISCCP Regional Experiment (FIRE), Southern Ocean Experiment (SOEX), Southern Hemisphere Aerosol Characterization Experiment (ACE) и другие, по изучению макро- и микрофизических характеристик облаков различных форм.

В частности, в ходе эксперимента ASTEX были получены данные о микрофизических характеристиках слоистых облаков, образовавшихся как в морских, так и в континентальных воздушных массах [16].

В табл. 1 представлены осредненные значения концентрации облачных капель, их средних диаметров и водности морских и континентальных слоистых облаков. Данные о микрофизических параметрах разделены согласно вертикальной толщине облака.

Таблица 1  
Осредненные значения микрофизических характеристик слоистых морских и континентальных облаков, полученные в ходе эксперимента ASTEX

Микрофизические характеристики	Толстые облака ( $h > 45$ гПа)		Тонкие облака ( $h < 45$ гПа)	
	континентальные	морские	морские	континентальные
Концентрация капель, $\text{см}^{-3}$	209	60	135	82
Средний диаметр капель, мкм	10	14	8	12
Водность, $\text{г/дм}^{-3}$	180	160	70	110

В табл. 2 приведены упомянутые выше микрофизические характеристики облаков с указанием величин стандартного отклонения, полученные в ходе пяти натуральных экспериментов [24].

Таблица 2  
Осредненные значения микрофизических характеристик слоистых облаков, полученные в ходе натуральных экспериментов

Эксперимент	FIRE-1	ASTEX	SOCEX-1	SOCEX-2	ACE-1
Концентрация капель, $\text{см}^{-3}$	$50 \pm 31$	$110 \pm 56$	$48 \pm 30$	$102 \pm 60$	$98 \pm 65$
Средний диаметр капель, мкм	$15,4 \pm 3,7$	$13,1 \pm 4,6$	$16,2 \pm 5,7$	$12,4 \pm 4,6$	$13,4 \pm 4,6$
Водность, $\text{г/м}^{-3}$	$0,13 \pm 0,09$	$0,21 \pm 0,15$	$0,17 \pm 0,15$	$0,16 \pm 0,16$	$0,19 \pm 0,16$

Табл. 3 содержит результаты обобщения данных о значениях эффективных радиусов для различных типов облаков, представленные на сайте NASA [<http://pds-atmospheres.nmsu.edu>].

Таблица 3

Характерные значения эффективного радиуса (мкм) для облаков различных типов

Типы облаков	Cu	As	St	Sc	Ns
Эффективный радиус	5,56	7,01	11,19	5,33	10,81

В табл. 4 приведены характерные значения среднего радиуса капель для облаков различных типов, рассчитанные с использованием формул (2), (3) и (5) по данным таблицы 3 и результатам работ Г. Стефенса [21] и Б. Мейсона [10] при возможных значениях параметра формы гамма-распределения.

Таблица 4  
Характерные значения среднего радиуса капель (мкм) для облаков различных типов при различных значениях параметра формы

Тип облаков	$\alpha = 2$		$\alpha = 6$		$\alpha = 8$		$\alpha = 12$					
	Стефенс	Мейсон	Стефенс	Мейсон	Стефенс	Мейсон	Стефенс	Мейсон				
	NASA	NASA	NASA	NASA	NASA	NASA	NASA	NASA				
St	5,3	10,5	6,7	4,1	8,2	8,7	3,9	7,9	9,2	3,8	7,6	9,7
St	3,4	6,0	—	2,6	4,7	—	2,5	4,5	—	2,4	4,3	—
Sc	5,3	5,3	3,2	4,1	4,1	4,1	3,9	3,9	4,4	3,8	3,8	4,6
Sc	11,3	5,3	—	8,8	4,1	—	8,4	3,9	—	8,1	3,8	—
Ns	5,3	6,0	6,5	4,1	4,7	8,4	3,9	4,5	8,8	3,8	4,3	9,4
As	6,8	—	4,2	5,3	—	5,5	5,1	—	5,7	4,9	—	6,1

Из статистического анализа данных, представленных в табл. 1–4, следует, что характерные значения средних радиусов капель облаков различных слоистообразных форм лежат в пределах 4–10 мкм. Этот диапазон значений хорошо согласуется с результатами самолетных наблюдений, приведенных в монографии А.М. Боровикова с соавторами [1], где показано, что средний радиус в капельных облаках лежит в пределах 5–11 мкм, а также с основными параметрами слоистообразных облаков, приведенными в монографии Е.М. Фейгельсон [12].

Анализ данных, приведенных в табл. 1 и 2 и работах [10, 12, 21], позволяет заключить, что характерные значения водности в облаках слоистых форм лежат в пределах 0,05–0,5  $\text{г/м}^3$ .

### Исследование влияния процесса коагуляции капель на микрофизические характеристики облака

Одним из главных процессов, влияющих на рост частиц капельного облака, первоначально образовавшихся за счет гомогенной конденсации или за счет конденсации на ядрах, является процесс гравитационной коагуляции частиц облака. Б. Мейсон отмечает, что конденсационный рост капель, который действует на начальном этапе их роста, не приводит к формированию частиц облака, которые могли бы выпасть в виде осадков [10].

Для расчета изменения радиуса капли-коллектора в процессе коагуляции этой капли с более мелкими каплями Р.Р. Роджерс получил общее выражение для изменения радиуса со временем [11]

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R \left( \frac{R+r}{R} \right)^2 [U(R) - U(r)] n(r) r^3 E(R, r) dr, \quad (11)$$

где  $E(R, r)$  – коэффициент захвата капель радиусом  $R$  капли радиусом  $r$ . Если размер захватываемых капель много меньше, чем размер капли коллектора ( $R \gg r$ ), и скорость падения мелких капель  $U(r) < U(R)$ , то, пренебрегая  $U(r)$ , по сравнению с  $U(R)$ , и принимая  $R+r \approx R$ , Р. Роджерс получил приближенную формулу для изменения радиуса капли-коллектора со временем:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\bar{E}(R) \delta}{4\rho_k} U(R). \quad (12)$$

В формулу (12) входят:  $\delta$  – водность облака;  $\bar{E}$  – эффективное значение коэффициента захвата капель облака каплей-коллектором радиусом  $R$ ;  $\rho_k$  – плотность воды;  $U(R)$  – скорость падения в поле силы тяжести капель облака размером до 40–50 мкм, рассчитываемая по закону Стокса:

$$U(R) = k_1 R^2, \quad (13)$$

где  $k_1 = 1,19 \cdot 108 M^{-1} c^{-1}$ .

Таким образом, все величины, входящие в (12), известны, кроме  $\bar{E}$ . Водность облака рассчитывается или задается, скорость падения рассчитывается по формуле (13).

Подробный алгоритм расчета эффективного значения коэффициента захвата капель облака каплей-коллектором  $\bar{E}$  с использованием

приближенной формулы, предложенной Н.С. Шишкиным [15], описан в работе [5]. Интегрирование уравнения (12) с учетом (13) приводит к следующей формуле для изменения радиуса капли-коллектора за время  $\Delta t$  от  $R_0$  до  $R_1$ :

$$\Delta R = \frac{\bar{E}}{4\rho_k} \delta k_1 R^2 \Delta t. \quad (14)$$

Формула (14) предназначена для определения нового среднего радиуса по формуле:

$$\bar{r}_1 = \int_0^{\infty} (r + \Delta R) f_0(r) dr. \quad (15)$$

После применения приведенных формул, выражение для нового среднего радиуса имеет вид:

$$\bar{R}_1 = \bar{R}_0 + \frac{\bar{E} \delta k_1 (\alpha + 2)(\alpha + 1)}{4\rho_k} \beta_0^2 \Delta t, \quad (16)$$

где  $\Delta t$  – интервал времени, в течение которого действует процесс коагуляции,  $R_0$  относится к началу интервала  $\Delta t$ .

Учитывая, что для процесса коагуляции необходимо присутствие в облаке капель радиусом 15 мкм и более, выполнен анализ функции распределения, с целью оценить диапазон микрофизических параметров, при которых выполняется это условие. В табл. 5–6 представлены вероятность присутствия в спектре частиц с радиусом не менее 15 мкм, а также соответствующее значение количество таких частиц в  $1 \text{ см}^3$  и соответствующее значение водности при концентрациях, характерных для слоистообразных облаков, при разных значениях среднего радиуса частиц и параметра формы  $\alpha$  гамма-распределения. Для удобства проведения анализа данных, приведенных в табл. 5 и 6, серым цветом выделены ячейки, в которых при соответствующей концентрации и среднем радиусе выполняется условие, что среднее количество частиц с радиусом не менее 15 мкм достаточно для начала процесса коагуляции. При этом значение водности лежит в пределах 0,5 г/м<sup>3</sup>.

Анализируя приведенные в табл. 5 и 6 результаты расчетов, необходимо отметить, что процесс коагуляции будет осуществляться при начальных значениях среднего радиуса 5–8 мкм и более. В случае малых значений водности (0,05–0,10 г/кг) в слоистообразных облаках



процесс коагуляции возможен только при концентрации частиц не выше  $250 \text{ см}^3$ , причем их средний радиус должен составлять  $8\text{--}10 \text{ мкм}$  и параметр формы  $\alpha$  равняться 12. Принимая во внимание данные натурных экспериментов (см. табл. 1–3), подобное сочетание величин концентрации и среднего радиуса характерно для морских слоистых облаков.

Следовательно, при моделировании процесса коагуляции, а значит, и осадкообразования из такого типа облаков, возможно, следует использовать значение параметра формы, равное 12. Этот вывод хорошо согласуется с результатами, представленными в работе [23].

При значениях влажности в диапазоне от  $0,39$  до  $1,1 \text{ г/м}^3$  и параметре формы функции распределения  $\alpha = 2$  процесс коагуляции будет проходить при всех рассматриваемых значениях концентрации ( $120\text{--}440$  частиц в  $\text{см}^3$ ) и среднем радиусе  $5 \text{ мкм}$ . В случае увеличения среднего радиуса до  $8 \text{ мкм}$  процесс коагуляции также будет происходить, но при меньших концентрациях.

Особый интерес представляет случай, когда параметр формы предполагается равным 12. Коагуляция может происходить при всех рассматриваемых (т.е. реально наблюдаемых) значениях концентрации частиц, если значение среднего радиуса частиц лежит в диапазоне  $8\text{--}10 \text{ мкм}$ , что также не противоречит натурным данным (см. табл. 4). Причем среднее количество капель, имеющих радиус не менее  $15 \text{ мкм}$ , при среднем радиусе, равном  $9 \text{ мкм}$ , почти в три раза больше, а при среднем радиусе, равном  $10 \text{ мкм}$ , почти в 10 раз больше, чем в случае, когда параметр формы равен 2 при одном и том же значении влажности облака. Однако максимальная влажность, которая может достигаться при  $\alpha = 12$ , на  $1,3 \text{ г/м}^3$  меньше максимальной влажности при  $\alpha = 2$ .

Принимая во внимание, что процесс коагуляции способствует увеличению размеров капель облака, а от числа крупных капель в спектре зависит интенсивность осадков, можно сказать, что выводы из проведенного анализа определяют потенциальную возможность осадков формировать осадки. Таким образом, осадкообразующие облака – облака со средними радиусами частиц  $5\text{--}8 \text{ мкм}$  при  $\alpha = 2$  и со средними радиусами частиц  $8\text{--}10 \text{ мкм}$  при  $\alpha = 12$ .

В целях исследования зависимости эволюции среднего радиуса в процессе гравитационной коагуляции от других микрофизических

параметров были выполнены расчеты по формуле (16) в предположении отсутствия процесса выпадения осадков при разных значениях влажности облака и начального среднего радиуса распределения, а также разных значениях параметра формы.

Предполагалось, что с ростом частиц облака должен меняться коэффициент захвата. Это изменение учтено путем изменения значения коэффициента захвата на каждом временном шаге алгоритма в зависимости от размера капли-коллектора.

На рис. 3 представлены графики изменения средних радиусов капель облака со временем при  $\alpha = 2$  и  $\alpha = 6$  и значениях влажности  $0,3$  и  $0,5 \text{ г/м}^3$  соответственно.

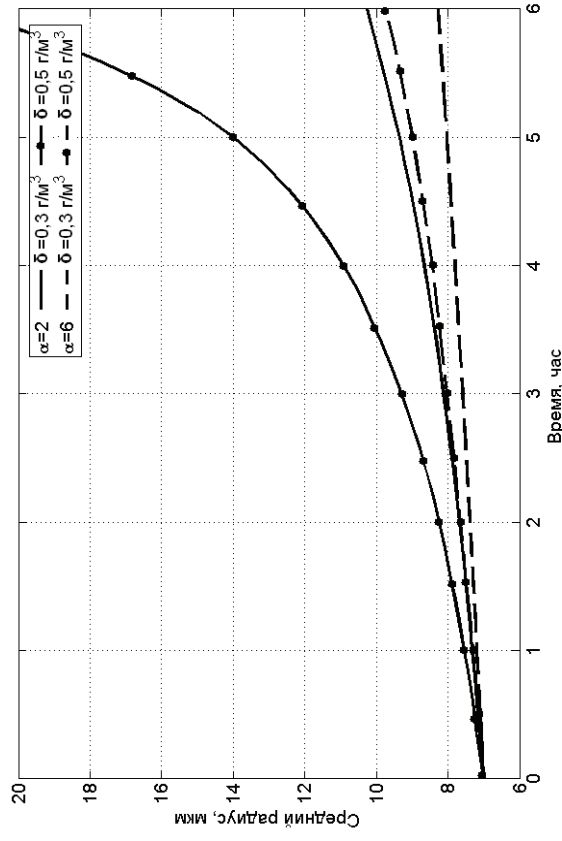


Рис. 3. Эволюция среднего радиуса в процессе коагуляции капель за 6 часов при разных значениях параметра формы  $\alpha$  гамма-распределения. Начальный – средний радиус –  $7 \text{ мкм}$ . Влажность облака –  $0,3$  и  $0,5 \text{ г/м}^3$

Эти графики иллюстрируют выводы, полученные из анализа результатов проведенных расчетов, которые состоят в следующем:

- при увеличении влажности облака и среднего радиуса распределения процесс коагуляции идет интенсивнее;

- при изменении влажности в пределах  $0,1-0,5 \text{ г/м}^3$  изменение начального среднего радиуса, равного  $6 \text{ мкм}$ , составляет не более  $3 \text{ мкм}$ , а среднего радиуса, равного  $7 \text{ мкм}$ , — более  $14 \text{ мкм}$  за  $6$  часов расчетов при  $\alpha = 2$ . При увеличении значения параметра формы средний радиус в процессе эволюции изменяется на меньшую величину;

- при больших значениях влажности увеличение среднего радиуса больше.

### Расчет количества осадков при разных значениях микрофизических параметров

Формула для расчета количества осадков, выпадающих из слоя  $\Delta p = p_2 - p_1$  за время  $\Delta t = t_2 - t_1$ , имеет вид:

$$P = \frac{10^{-2}}{g} \iint_{p_1}^{p_2} I(\delta) dp dt, \quad (17)$$

где  $p$  — давление (гПа);  $g$  — ускорение свободного падения ( $\text{м/с}^2$ );  $I(\delta)$  — интенсивность осадков ( $\text{сек}^{-1}$ ) на уровне  $p$ , рассчитываемая по формуле, предложенной Кесслером [17]:

$$I(\delta) = K_1 (\delta - \delta_{кр}) \rho^{-1}, \quad (18)$$

где  $\delta$  — влажность ( $\text{кг/м}^3$ );  $\delta_{кр}$  — критическая влажность ( $\text{кг/м}^3$ ),  $K_1$  — постоянная автоконверсии ( $10^{-3} \text{ сек}^{-1}$ ), характеризующая скорость преобразования облачных капель в капли осадков;  $\rho$  — плотность воздуха;  $p$  — давление (гПа).

Переходя к использованию размерности для влажности  $\text{г/кг}$ , принятой у метеорологов размерности величины выпавших осадков  $\text{мм/ч}$  и используя шаг интегрирования по времени, равный одному часу, формула (17) может быть преобразована к виду:

$$P = (\delta - \delta_{кр}) 1,8 \text{ мм/ч для } \Delta z = 500 \text{ м и} \quad (19)$$

$$P = (\delta - \delta_{кр}) 3,6 \text{ мм/ч для } \Delta z = 1 \text{ км},$$

где  $\Delta z = z_2 - z_1$  — толщина слоя облаков, из которого выпадают осадки.

Для расчета критической влажности использовано выражение, полученное в работах [4, 5]:

$$\delta_{кр} = \delta \left[ 1 - \exp \left( - \frac{r_{кр}}{\beta_1} \sum_{i=0}^m \left( \frac{r_{кр}}{\beta_1} \right)^{m-i} \frac{1}{(m-i)!} \right) \right], \quad (20)$$

где  $\delta$  — влажность облака;  $r_{кр}$  — критический радиус;  $\beta_1$  — есть параметр масштаба функции распределения, соответствующий конкретному моменту времени расчета количества осадков;  $m = \alpha + 3$ .

В целях исследования зависимости величины осадков от значений микрофизических параметров в данной работе задаются характерные величины влажности облаков слоистых форм в соответствии с данными, приведенными в табл. 1–3.

Под критическим радиусом понимается пороговое значение радиуса капли, при котором капли, имеющие размеры, превышающие это значение, выпадают в виде осадков. Определение критического радиуса основано на том, что капли, выпадающие из облака в виде осадков в поле силы тяжести, имеют скорость гравитационного оседания, превышающую скорость восходящих движений в окрестности нижней границы облака, поддерживающих его существование. Эта характеристика меняется в зависимости от величины вертикальной скорости и различна для капель и кристаллов.

В табл. 7 представлены критические значения радиусов капель, рассчитанные по формуле Стокса (13) при характерных значениях вертикальных скоростей, при условии, что скорость гравитационного падения капли равна вертикальной скорости.

Таблица 7  
Величины критического радиуса капли при различных значениях вертикальных скоростей

Вертикальная скорость, см/с	0,3	0,5	1	2	3	4	5	6	7
Критический радиус, мкм	6	7	10	13	16	19	21	23	25

### Результаты численных экспериментов по расчету количества осадков

С использованием формул (19) и (20) проведены численные эксперименты для оценки количества осадков при различных сочетаниях микрофизических параметров. Предполагалось, что результаты экспериментов соответствуют условиям, когда в течение рассматриваемого



периода времени (6 часов) присутствовали вертикальные движения, поддерживающие существование облака и формирование его водности.

В табл. 8 представлены оценки количества осадков, выпадающих за 6-часовой интервал времени при разных значениях водности, критического радиуса, соответствующего вертикальным скоростям, равным 3 и 6 см/с, параметра формы  $\alpha$  и начального среднего радиуса. Выбор этих значений вертикальных скоростей основан на том, что эти величины не противоречат современным представлениям о диапазоне значений восходящих движений в слоистообразных облаках. Соответствующие им величины критического радиуса (см. табл. 7) допускают присутствие в облаке капель, имеющих радиус, достаточный для участия в процессе гравитационной коагуляции.

Таблица 8  
Количество осадков (мм), выпадающих за интервал времени 6 часов, в зависимости от значений водности, критического радиуса, параметра формы  $\alpha$  и начального среднего радиуса

Критический радиус, мкм	16			23		
	2	6	12	2	6	12
Начальная водность 0,1						
Средний радиус, мкм	5	0,092	0,001	0	0,007	0
	10	0,71	0,353	0,134	0,346	0,047
Начальная водность 0,2						
Средний радиус, мкм	5	0,188	0,003	0	0,015	0
	10	1,433	0,722	0,281	0,707	0,098
Начальная водность 0,3						
Средний радиус, мкм	5	0,288	0,004	0	0,023	0
	10	2,168	1,107	0,439	1,082	0,155
Начальная водность 0,45						
Средний радиус, мкм	5	0,444	0,007	0	0,036	0
	10	3,295	1,714	0,699	1,671	0,249

Из анализа данных, представленных в табл. 8, следует, что при значениях водности, характерной для облаков слоистых форм, и характерных значениях вертикальных скоростей количество осадков

составляет доли мм за 1 час, что соответствует реальным условиям, наблюдающимся при слабых дождях или морозящих осадках.

С увеличением критического радиуса количество осадков уменьшается в зависимости от параметра формы гамма-распределения, причем чем больше значение  $\alpha$ , тем относительная величина уменьшения количества осадков выше. Значение среднего радиуса также влияет на относительную величину уменьшения осадков. Чем больше средний радиус, тем меньше относительная величина уменьшения осадков и ее увеличение в зависимости от  $\alpha$  имеет более плавный характер.

Величина осадков зависит от водности облака. Максимальная величина осадков всегда достигается при значениях  $\alpha = 2$  и уменьшается при увеличении параметра формы независимо от величин критического и среднего радиусов.

Однако имеется одна важная особенность в зависимости количества осадков от величины среднего радиуса и параметра формы, которая заключается в следующем: наиболее близкие величины осадков при водности, характерной для облаков слоистых форм, получаются при использовании в алгоритме расчета параметра формы  $\alpha = 2$  при среднем радиусе 5 мкм и параметра формы  $\alpha = 12$  при среднем радиусе 10 мкм. Это подтверждает выводы, полученные в результате анализа данных, представленных в табл. 5 и 6, о необходимости применения параметра формы  $\alpha = 12$  при моделировании процесса осадкообразования в морских слоистых облаках.

### Заключение

В статье исследовано влияние микрофизических параметров на осадкообразующие свойства теплого капельного облака. Представлен анализ информации о микрофизических свойствах облаков разных форм, полученной в результате самолетных и спутниковых измерений, а также комплексных измерений, проводившихся в крупных натурных проектах в разных районах земного шара. Представлены характерные значения средних радиусов, концентрации капель в облаках и водности, которые использованы при анализе осадкообразующих свойств облаков и в численных экспериментах.

Основным осадкообразующим фактором является средний радиус капель в облаке, эволюция которого связана с процессом гравитационной коагуляции. В статье представлены формулы, используемые для расчета изменения среднего радиуса частиц облака под влиянием процесса коагуляции капель в облаке с заданной водностью. В качестве функции распределения использовано двухпараметрическое гамма-распределение.

Учитывая, что для процесса коагуляции необходимо присутствие в облаке капель радиусом 15 мкм и более, получены критерии выполнения этого условия в виде сочетаний значений среднего радиуса, концентрации капель и водности облака при заданном параметре формы. Показано, что осадкообразующие облака – облака со средними радиусами капель 5–8 мкм при значении параметра формы  $\alpha = 2$ , а также со средними радиусами 8–10 мкм при значении параметра формы  $\alpha = 12$ , когда облака можно считать морскими. При этом концентрации капель находятся в интервале от 120 до 440 капель в см<sup>3</sup>.

Выполнено моделирование эволюции среднего радиуса капель в процессе гравитационной коагуляции с учетом изменения коэффициента захвата капель. Получены оценки изменения величины среднего радиуса в зависимости от изменения начального значения водности и параметра формы.

Проведены численные эксперименты для оценки количества осадков при различных сочетаниях микрофизических параметров с использованием аналитической функции, определяющей величину критической водности в зависимости от значений среднего и критического радиусов, параметра формы и водности.

Определена общая зависимость количества осадков от значения параметра формы, выражающаяся в уменьшении количества выпадающих осадков при увеличении  $\alpha$ .

Необходимо отметить, что полученные в результате численных экспериментов значения количества осадков при разных значениях микрофизических параметров соответствуют реальным значениям этой величины, что указывает на возможность применения данного микрофизического алгоритма для прогноза осадков.

Дальнейшие работы по исследуемой тематике с учетом полученных результатов должны состоять в установлении связей между

прогнозируемой водностью облака и начальным средним радиусом распределения частиц облака по размерам в целях повышения качества прогноза осадков.

#### Список литературы

1. Боровиков А.М., Гайворонский И.И., Зак Е.Г., Костарев В.В., Мазин И.П., Милервин, Хргиан А.Х., Шметер С.М. Физика облаков / под ред. А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеозидат, 1961. – 459 с.
2. Галкин В.А. Уравнение Смолуховского. – М.: Физматлит, 2001. – 336 с.
3. Дмитриева-Арраго Л.Р., Акимов И.В. О критериях начала осадкообразования при расчете осадков из неконвективных облаков в моделях прогноза погоды // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 8. – С. 5–16.
4. Дмитриева-Арраго Л.Р., Акимов И.В. Метод расчета количества жидких неконвективных осадков на основе гидродинамического прогноза полей влажности и водности с учетом параметризации микрофизики облаков // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 11. – С. 44–58.
5. Дмитриева-Арраго Л.Р. Методы краткосрочного прогноза неконвективной облачности и осадков на основе модели преобразования влаги с учетом параметризации микрофизических процессов. 2. Метод прогноза осадков, основанный на рассчитанных полях водности и параметризации микрофизических процессов в неконвективных облаках // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 3. – С. 27–50.
6. Левин Л.М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. – Изд-во АН СССР, 1961. – 267 с.
7. Мазин И.П., Меркулович В.М. Стохастическая конденсация и ее возможная роль в формировании микроструктуры капельных облаков // Вопросы физики облаков. – М.: Метеорология и гидрология, 2008. – С. 217–267.
8. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. – Л.: Гидрометеозидат, 1983. – 279 с.
9. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеозидат, 1976. – 640 с.
10. Мейсон Б.Д. Физика облаков / пер. с англ. под ред. В.Г. Морачевского, Е.С. Селезневой. – Л.: Гидрометеозидат, 1961. – 542 с.
11. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков / пер. с англ. под ред. И.П. Мазина. – Л.: Гидрометеозидат, 1979. – 231 с.
12. Фейгельсон Е.М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. – М.: Наука, 1964. – 229 с.
13. Хргиан А.Х., Мазин И.П. О распределении капель по размерам в облаках // Труды ЦАО. – 1952. – Вып. 7. – С. 56–61.
14. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – М.: Гос. изд. тех. теор. лит., 1953. – 456 с.

15. Шшикин Н.С. Облака, осадки и грозное электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 411 с.
16. Hudson J.G., Yum S.S. Continental/maritime drizzle contrasts in stratus and cumuli // Proceeding of 13<sup>th</sup> International Conference on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, USA, 2000, August, 14–18. — P. 71–74.
17. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation // Meteor. Monogr. — 1969. — Vol. 10. — 84 p.
18. Martin G.M., Johnson D.W., Spice A. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds // J. Atmos. Sci. — 1994. — Vol. 51. — P. 1823–1842.
19. Pruppacher H.R., Klett J.D. Microphysics of clouds and precipitation. — D. Reidel Publish. Co., 1978. — 714 p.
20. Shlesinger M.E., Oh J.H., Rosenfeld O. A parameterization of the evaporation of rainfall // Mon. Wea. Rev. — 1988. — Vol. 116. — P. 1887–1895.
21. Stephens G.L. Radiation profiles in extended water clouds. I. Theory // J. Atmos. Sci. — 1978. — Vol. 35. — P. 2111–2122.
22. Sundqvist H.A. Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud schemes in general circulation models // Beitr. Phys. Atmos. — 1993. — Vol. 63. — P. 137–147.
23. Wÿser K. The effective radius in large-scale models: impact of aerosols and coalescence // J. Atmos. Res. — 1998. — Vol. 49. — P. 213–234.
24. Yum S.S., Hudson J.G. Cloud microphysical relationship in warm clouds // Proceeding of 13<sup>th</sup> International Conference on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, USA, 2000, August, 14–18. — P. 75–78.