

Использование метода параметризации микрофизических процессов при оценке степени воздействия запусков ракет-носителей на режим осадков над территорией Республики Казахстан

Оценка степени антропогенного влияния на режим осадков, является важной проблемой, возникающей как при решении задач моделирования изменений климата, так и в задачах экологического мониторинга. Данная работа посвящена одному из аспектов этой проблемы, в частности, оценки степени воздействия запусков ракет-носителей (РН) с космодрома «Байконур» на режим осадков над территорией Республики Казахстан. Следует отметить, что поставленная проблема может быть решена двумя путями. Первым подходом к решению является статистическое исследование особенностей изменения количества осадков, измеренного на синоптических станциях находящихся на территории Республики Казахстан. Такой подход уже применялся в работе [6] и не позволил сделать выводов о существенном изменении режима осадков над указанной выше территорией, связанном с периодом деятельности космодрома «Байконур» в 1950-1990 гг. Однако остается открытым вопрос об определении возможной степени и вероятных механизмов воздействия ракетно-космической деятельности на режим осадков, ответ на который можно получить, используя подход, основанный на моделировании влияния запусков РН на изменение количества осадков. Решение поставленной проблемы, в свою очередь, требует создания такого метода расчета количества осадков, который, с одной стороны, позволял бы учесть все влияющие факторы, а с другой стороны, - рассчитать количество осадков, основываясь на регулярных измерениях характеристик атмосферы.

Таким образом, для решения этой задачи может быть использован метод расчета осадков, основанный на параметризации микрофизических процессов, изложенный в работе [1]. Метод позволяет с помощью вертикального распределения температуры воздуха и влажности, рассчитать интенсивность осадков. Определение границ и протяженности облачных слоев, их влагосодержания и среднего размера облачных частиц реализовано путем параметрического описания слоистообразной и конвективной облачности.

Для крупномасштабной слоистообразной облачности информация о границах и протяженности облачного слоя получается на основе анализа вертикального распределения влажности. Метод определения границ слоистообразной облачности проиллюстрирован на рис. 1. Слой в атмосфере будет считаться облачным при выполнении условия, изложенного в работе [4]:

$$S \geq S_{\text{кр}}, \quad (1)$$

где S - значение относительной влажности в слое, $S_{\text{кр}}$ - критическое значение относительной влажности для различных высот в атмосфере:

$$S_{\text{кр}} = 0,8 \text{ при } p = 950 \div 800 \text{ гПа (облака нижнего яруса),}$$

$$S_{\text{кр}} = 0,7 \text{ при } p = 800 \div 500 \text{ гПа (облака среднего яруса),}$$

$$S_{\text{кр}} = 0,6 \text{ при } p = 500 \div 300 \text{ гПа (облака верхнего яруса).}$$

После определения пространственной протяженности и границ облачного слоя необходимо рассчитать значения водности в этом слое δ (кг/м³). Величина δ может быть рассчитана по значениям влажности и температуры воздуха, используя эмпирические соотношения, полученные в [5] путём обобщения данных самолетного зондирования облаков.

Величину среднего размера облачных частиц можно рассчитать по величинам водности, пользуясь следующей эмпирической зависимостью из работы [7]:

$$r_1 = a \cdot \delta + b, \quad (2)$$

где $a = 11,0$ и $b = 4,0$ - постоянные.

Границы и протяженность конвективной облачности находятся исходя из анализа температурной стратификации. Расчет конвективно-неустойчивых слоев в атмосфере проиллюстрирован на рис. 2. Критерием наличия конвективной неустойчивости в атмосфере можно считать выполнение неравенства из работы [3] $\gamma > \gamma_a$, где γ (К/м) – градиент температуры в приземном слое атмосферы, $\gamma_a = 0.0098$ К/м - сухоадиабатический градиент.

Уровень конденсации (нижняя граница конвективного облака) p_k определяется как уровень, для которого справедливо следующее равенство:

$$s(p = p_k) = s_m(T_i), \quad (3)$$

где

$$T_i(p) = T(p_0) - \gamma_a \frac{p_0 - p}{\rho g}. \quad (4)$$

Здесь $T(p_0)$ - температура в приземном слое атмосферы, p_0 - приземное давление, g - ускорение свободного падения. В случае расчета температуры T_i по формуле (4) для слоев в атмосфере, находящихся выше уровня конденсации, величина сухоадиабатического градиента γ_a должна быть заменена величиной влажно-адиабатического градиента γ_{ba} .

Уровень конвективного подъема (верхняя граница конвективного облака) p_{Π} может быть определен как уровень, для которого обращается в ноль следующий интеграл:

$$\int_{p_0}^{p_{\Pi}} \frac{T_i(p) - T(p)}{T(p)} dp = 0 \quad (5)$$

Водность, образовавшаяся при конвективном подъеме в слое толщиной Δp , рассчитывается согласно следующей формуле из [3]:

$$\delta = s(p) - s_m(p + \Delta p) - a \frac{\Delta p}{\rho g}, \quad (6)$$

где $a = 10^{-5} \div 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ – показатель вовлечения.

Информация о величинах водности и среднего размера облачных частиц позволяет рассчитать приращение параметра функции распределения облачных частиц, определяющее изменение интенсивности осадков в облачном слое [1]:

$$\beta_1 = \beta_0 + \left((\alpha + 2) \frac{\bar{E} \delta}{4 \rho_k} k_1 \beta_0^2 + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \beta_0 \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} + P \cdot (1 - P) \frac{\rho D}{2 \rho_{кр} (\alpha + 1) \beta_0} \Delta s_{в\lambda} \right) \Delta t \quad (7)$$

где β_0 - величина начального значения параметра функции распределения, характеризующая средний размер частиц облачного слоя до начала образования осадков, $\alpha = 2$ - параметр, характеризующий ширину функции распределения, $\bar{E} = 0,15$ - величина среднего коэффициента захвата облачных капель, $k_1 = 1,19 \cdot 10^8 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ - константа скорости в формуле Стокса, ε - характерное значение энергии турбулентности для облачного слоя ($\varepsilon = 14,0 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ для слоистообразной и $\varepsilon = 100,0 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ для конвективной облачности), ν - кинематическая вязкость воздуха, $\pi = 3.14$, ρ_k - плотность воды, $\rho_{кр}$ - плотность кристаллов льда, ρ - плотность воздуха, $D = 0,22 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ – коэффициент диффузии водяного пара, $\Delta s_{в\lambda}$ - разность между значениями насыщающей влажности над водой и над льдом, P - доля ледяных кристаллов в облачном слое, задаваемая как функция температуры, согласно [8].

Величина начального значения параметра функции распределения β_0 получается по значениям среднего радиуса облачных частиц r_1 , рассчитанных согласно (2), из следующего соотношения [5]:

$$\beta_0 = r_1 / (\alpha + 1). \quad (8)$$

Величина критической водности $\delta_{\text{кр}}$, характеризующая долю облачной воды, остающейся в слое после выпадения осадков, рассчитывается на основе величин параметра β_1 , полученных по формуле (7):

$$\delta_{\text{кр}}(t_0 + \Delta t) = \delta(t_0) \cdot I_{\text{КОАГ}}(\beta_1, r_{\text{кр}}), \quad (9)$$

где
$$I_{\text{КОАГ}}(\beta_1, r_{\text{кр}}) = 1 - \frac{1}{m!} \exp\left(-\frac{r_{\text{кр}}}{\beta_1}\right) \sum_{i=0}^m \frac{m!}{(m-i)!} \left(\frac{r_{\text{кр}}}{\beta_1}\right)^{m-i}, \quad m = 3 + \alpha,$$

$r_{\text{кр}}$ - минимальное значение размера облачной частицы, при котором она может преодолеть вертикальные движения на нижней границе облака и выпасть как капля осадков. Для облаков слоистого типа наиболее оптимальной является величина $r_{\text{кр}} = 50$ мкм.

Интенсивность осадков I (мм/ч), выпадающих из слоя облаков толщиной ΔH (м), может быть согласно работе [1] рассчитана из разности водности облака и критической водности, сформировавшейся за время Δt :

$$I = \frac{3,6 \cdot 10^6}{\rho_{\text{к}}} \frac{(\delta(t_0) - \delta_{\text{кр}}(t_0 + \Delta t))}{\Delta t} \Delta H. \quad (10)$$

Таким образом, метод позволяет по приращению параметра распределения, определяемого согласно (7), вычислить величину критической водности по формуле (9) и найти значения интенсивности осадков для каждого облачного слоя. Рассчитанные значения интенсивности осадков изменяются в результате усиления интенсивности осадков по пути к подстилающей поверхности в нижележащих облачных слоях и испарения и таяния частиц осадков в подоблачном слое согласно соотношениям, полученным в работе [1].

Задача оценки влияния запуска РН на режим осадков может быть решена путем моделирования воздействия РН на локальный профиль температуры и влажности. Такое воздействие можно моделировать в виде возмущения величин в районе запуска. Таким образом, для значений температуры и влажности в момент запуска можно записать:

$$T' = T_0 + \Delta T, \quad S' = S_0 + \Delta S \quad (11)$$

где T_0 и S_0 - невозмущенные значения температуры и влажности, ΔT и ΔS - количество тепла и влаги, выделившееся при запуске РН.

Сгорание ракетного топлива и конденсация неотработанных продуктов топлива в облачном слое производит эффект засева облачного слоя, что в свою очередь увеличивает средний радиус облачных частиц и частиц осадков. Тогда для параметра функции распределения можно записать следующее выражение:

$$\Delta\beta' = \Delta\beta + \Delta\beta_A, \quad (12)$$

где $\Delta\beta = \beta_1 - \beta_0$ - изменение параметра функции распределения в результате процессов коагуляции, турбулентности и сублимации, рассчитываемое по формуле (7), $\Delta\beta_A$ - дополнительное изменение параметра, вызванное антропогенными факторами, в частности, влиянием запуска РН.

Таким образом, задачу об исследовании влияния запусков РН на режим облачности и осадков можно свести к сравнению двух вариантов расчетов – невозмущенного, когда расчет делается в предположении отсутствия запуска и варианта с учетом возмущений в величинах температуры, влажности и параметра распределения в результате запуска РН. Рассматривая соотношения (11) и (12) можно сразу сказать, что влияние запуска РН на режим осадков не должно приводить к однозначной зависимости. Так, с одной стороны, согласно (12), запуск приводит к засеву облака частицами и интенсифицирует процесс образования осадков, но с другой стороны, согласно (11), локальный нагрев в районе запуска уводит облачный слой от состояния насыщения, что способствует рассеянию облачности. Таким образом, в отдельных условиях запуск РН может привести к усилению осадков, в то время как в других – к их уменьшению. Однако заранее можно сказать, что влияние запуска

РН на интенсивность осадков не может быть сильно выражено, т.к. здесь существуют два противоположных физических механизма, один из которых отчасти гасит другой.

Для исследования влияния запусков РН на режим осадков над Республикой Казахстан был выбран период запусков с января по декабрь 1999 г. Расчет осадков проводился по данным объективного анализа полей температуры воздуха и влажности, взятых из архива Гидрометцентра России за 1999 г. Вначале, необходимо было оценить масштаб возможного влияния пусков РН на режим осадков.

Для этого вся территория Республики Казахстан была разделена на пять регионов:

- 1) окрестность космодрома «Байконур» ($60^{\circ} - 70^{\circ}$ в.д. $45^{\circ} - 50^{\circ}$ с.ш.).
- 2) Западный Казахстан ($50^{\circ} - 60^{\circ}$ в.д. $45^{\circ} - 50^{\circ}$ с.ш.).
- 3) Восточный Казахстан ($70^{\circ} - 80^{\circ}$ в.д. $45^{\circ} - 50^{\circ}$ с.ш.).
- 4) Северный Казахстан ($60^{\circ} - 70^{\circ}$ в.д. $50^{\circ} - 55^{\circ}$ с.ш.).
- 5) Южный Казахстан ($60^{\circ} - 70^{\circ}$ в.д. $40^{\circ} - 45^{\circ}$ с.ш.).

Учитывая, что запуски РН за 1999 г. проходили в период с февраля по декабрь, за этот промежуток времени было рассчитано среднемесячное количество осадков, результаты которого представлены в табл. 1. Расчеты проведены в двух вариантах: без учета влияния воздействия запусков РН (вариант I) и с учетом этого влияния (вариант II).

Таблица 1

Среднемесячное количество осадков по регионам Казахстана, рассчитанное с учетом и без учета влияния запусков РН с космодрома «Байконур»

Месяц	Вариант расчета	Регион				
		1	2	3	4	5
Январь	I	0.47	0.51	0.52	0.67	0.11
	II	0.47	0.51	0.52	0.67	0.11
Февраль	I	0.39	0.42	0.42	0.58	0.09
	II	0.38	0.42	0.42	0.58	0.09
Март	I	0.31	0.44	0.40	0.57	0.08
	II	0.31	0.44	0.40	0.57	0.08
Апрель	I	0.38	0.52	0.48	0.69	0.12
	II	0.37	0.52	0.48	0.69	0.12
Май	I	0.45	0.69	0.55	0.73	0.14
	II	0.45	0.69	0.55	0.73	0.14
Июнь	I	0.49	0.87	0.58	1.23	0.21
	II	0.50	0.87	0.58	1.23	0.21
Июль	I	0.53	1.01	0.61	1.62	0.39
	II	0.54	1.01	0.61	1.62	0.39
Август	I	0.51	0.91	0.59	1.49	0.27
	II	0.51	0.91	0.59	1.49	0.27
Сентябрь	I	0.50	0.76	0.55	1.28	0.19
	II	0.52	0.76	0.55	1.28	0.19
Октябрь	I	0.49	0.65	0.56	0.94	0.12
	II	0.48	0.65	0.56	0.94	0.12
Ноябрь	I	0.48	0.61	0.54	0.71	0.11
	II	0.48	0.61	0.54	0.71	0.11
Декабрь	I	0.49	0.57	0.53	0.69	0.10
	II	0.49	0.57	0.53	0.69	0.10

Как видно из табл. 1, изменения в среднемесячном количестве осадков, вызванные моделируемым воздействием запуска РН произошли только в регионе 1 (окрестность космодрома «Байконур») и наблюдаются лишь в отдельные месяцы. Причем,

среднемесячное количество осадков в феврале, апреле и октябре уменьшается при учете воздействия, тогда как в июле, июне и сентябре имеет место обратный эффект. Эти результаты подтверждают исходное положение о наличии двух противоборствующих физических факторов при воздействии РН на режим осадков. Отсутствие каких-либо заметных изменений количества осадков в других исследуемых регионах, свидетельствует о том, что влияние запусков РН на режим облачности и осадков носит только локальный характер и не выходит за пределы 100-километрового расстояния от космодрома. Таким образом, в дальнейшем при анализе влияния запусков РН на режим осадков, можно ограничиться расчетами только в окрестности космодрома «Байконур».

Для оценки локального влияния запуска РН рассмотрим конкретные периоды запусков за 1999 г. В данной работе было выбрано два периода: 25 – 29 октября 1999 г. и 26 – 30 ноября 1999 г.

В табл. 2 представлено изменение суточных сумм осадков, рассчитанных в окрестности космодрома «Байконур» за период 25 – 29 октября, когда было проведено два запуска РН «Протон» – 26 и 27 октября. Расчеты выполнены с учетом влияния запусков РН на интенсивность осадков (вариант I) и без него (вариант II).

Таблица 2

Изменение количества осадков за период 25 – 29 октября 1999 г.

Вариант расчета	Период				
	25.10.99	26.10.99	27.10.99	28.10.99	29.10.99
I	7.8	3.1	1.4	0.7	0.5
II	7.8	3.8	1.5	0.8	0.5

Таблица показывает, что во время запуска РН и в день после запуска наблюдаются изменения в моделируемом количестве осадков. На данном примере видно, что существует тенденция к усилению осадков в результате запуска РН. Однако изменение количества осадков в результате учета влияния запусков не является сильным и составляет не более 20%. Следует отметить, что величина такой изменчивости осадков в результате влияния запуска РН не является катастрофически большой и вполне сравнима с изменчивостью осадков в результате действия отдельного крупного промышленного предприятия, составляющей 15 – 30% [2].

В табл. 3 представлено изменение суточных сумм осадков, рассчитанных в окрестности космодрома «Байконур» за период 26 – 30 ноября, когда запуск РН «Протон» был проведен 27 ноября.

Таблица 3

Изменение количества осадков за период 26 – 30 ноября 1999 г.

Вариант расчета	Период				
	26.11.99	27.11.99	28.11.99	29.11.99	30.11.99
I	0.0	3.1	1.4	0.4	0.1
II	0.0	2.5	1.2	0.4	0.1

Из табл. 3. также видно изменение в количестве осадков, но в этом случае, в отличие от результатов табл. 2, количество осадков, рассчитанное с учетом влияния запуска (вариант II) меньше рассчитанного без учета влияния (вариант I). Однако при этом изменение количества осадков является сравнительно небольшим, составляет не более 20% и наблюдается в день запуска и в день после запуска.

Таким образом, проведенное исследование выявило, что нельзя говорить о влиянии космодрома «Байконур» на режим облачности и осадков над Республикой Казахстан в масштабе региона, а можно лишь рассматривать этот процесс, как локальное влияние на режим облачности и осадков в непосредственной близости от космодрома. В результате проведенных оценок было выявлено, что степень влияния запусков РН на режим осадков зависит от двух противоборствующих физических механизмов, поэтому может наблюдаться

как локальное усиление, так и локальное уменьшение интенсивности осадков в результате запуска РН. Однако степень изменчивости интенсивности осадков, возникающая в результате запуска РН, соответствует степени изменчивости интенсивности осадков, возникающей в результате действия отдельного крупного промышленного предприятия, что не позволяет говорить о сильном влиянии космодрома «Байконур» на локальный режим облачности и осадков.

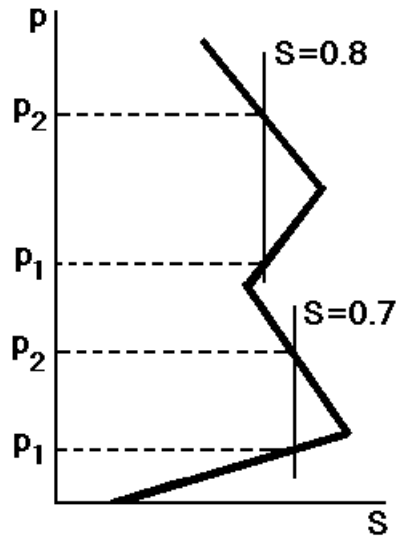


Рис. 1. Определение границ крупномасштабной облачности.

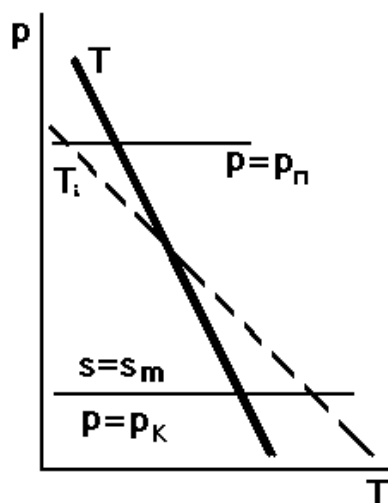


Рис. 2. Определение границ конвективной облачности.

Список литературы

1. Акимов И.В. Метод расчета интенсивности осадков на основе параметризации микрофизических процессов в облаках капельного и смешанного фазового состояния // Изв. РАН. - Серия ФАО. - Т. 39. - N4. - 2003 - С. 458 – 465.
2. Беер В. Техническая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат. – 1966. - 291 с.
3. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - СПб.: Гидрометеиздат. – 2000. - 778 с.
4. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. - Л.: Гидрометеиздат. – 1986. - 512 с.

5. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под. ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. - Л.: Гидрометеиздат. - 1989. - 647 с.
6. Садоков В.П., Дмитриева Л.Р., Кузнецова Н.Н., Акимов И.В. Анализ временной и пространственной структуры среднего квадратического отклонения количества осадков в Республике Казахстан и прилегающих районах // Труды Гидрометцентра России. - Вып. 336. - 2001 г. - С. 94-106.
7. Jonson D.W. Parameterization of the cloud topped boundary layer: Aircraft measurements. Proceedings of the workshop held at ECMWF on parameterization of the cloud topped boundary layer. 1993, Reading, UK, pp. 5-35
8. Sundqvist H. Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and large-scale models. Beitr. Phys. Atmosph., 1993, N 66, pp. 137-147.