

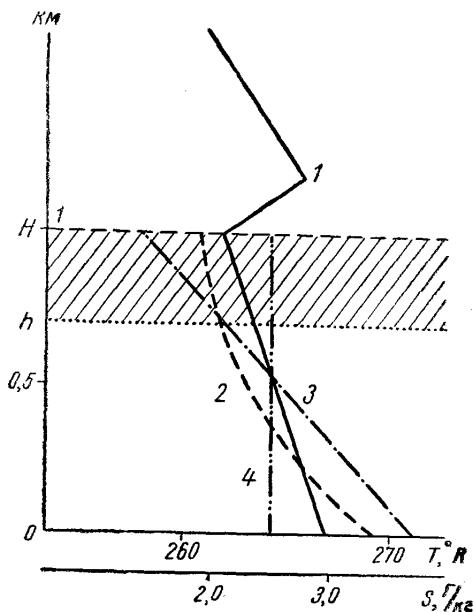
А. Х. ХРГИАН

О ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛАЧНЫХ СЛОЕВ

В статье рассмотрена вкратце теория образования низких облачных слоев в стационарном и нестационарном случаях. Экспериментальные данные, полученные при наблюдениях с самолетов, позволили детализировать представление о физических процессах — о радиационном охлаждении облаков, об отставании процесса конденсации от адиабатического, об испарении с почвы и с верхней поверхности облачного слоя — влияющих на развитие слоя низких облаков.

§ 1. Образование облачных слоев

В умеренных и полярных широтах преимущественно осенью и зимой нередко образуется обширный плотный и низкий облачный слой так называемых слоистообразных облаков площадью иногда сотни тысяч квадратных метров. Облака эти образуются под устойчивым слоем атмосферной инверсии и носят следы либо беспорядочного турбулентного перемешивания (слоистые облака *St*), либо волнообразного движения (слоисто-кучевые облака *Sc*). Обычно считают, что эти облака возникают при перемешивании нижнего слоя атмосферы под инверсией (мы назовем этот слой формирующим). При этом первоначальное устойчивое, но не инверсионное распределение температуры (кривая 1 на рисунке) переходит в адиабатическое (кривая 3), а удельная влажность (кривая 2, а затем 4) выравнивается во всем слое так, что часть пара переносится вверх и конденсируется в охлаждающемся слое между h и H .



Чтобы проверить эту физическую схему (схему А), мы проанализировали данные 762 самолетных аэрологических подъемов в Москве, 333 в Риге, 209 в Свердловске и 206 в Актыбинске. За 1955—1961 гг., при которых наблюдался слой *St* или *Sc* не выше 2,5 км. Эти случаи с облаками *St—Sc* составили 11% от всего числа зондирований. В табл. 1 указана средняя толщина (*H*) формирующего слоя и средняя мощность слоя облаков *H—h*.

Таблица 1

Средние значения *H* и *H—h*

Сезон	Москва		Рига		Свердловск		Актыбинск	
	<i>H</i>	<i>H—h</i>	<i>H</i>	<i>H—h</i>	<i>H</i>	<i>H—h</i>	<i>H</i>	<i>H—h</i>
Весна . . .	1,37	0,36	1,23	0,35	1,34	0,30	1,01	0,44
Лето . . .	1,65	0,31	1,23	0,40	1,22	0,25	1,10	0,36
Осень . . .	1,20	0,32	1,12	0,29	1,28	0,27	1,51	0,51
Зима . . .	0,94	0,34	1,08	0,39	1,07	0,30	1,04	0,48
Год .	1,28	0,33	1,17	0,36	1,23	0,28	1,17	0,45

Таким образом, зимой, когда облака *St—Sc* появляются чаще всего, $H \approx 1$ км. Это значение мы используем для последующих расчетов.

§ 2. Схема изменений температуры и влажности

Предположим, что в нижнем слое атмосферы толщиной *H* в начальный момент удельная влажность *s*, выражаемая в г/на г воздуха, и температура распределены с высотой *z* по закону

$$s = s_0 e^{-\alpha z}, \quad T = T_0 - \beta z, \quad (1)$$

где, согласно [1], α зимой в среднем равно $0,110 \text{ км}^{-1}$, в другие сезоны $\alpha = 0,214 \text{ км}^{-1}$, β — вертикальный градиент температуры, в среднем близкий к $6,5^\circ \text{ км}^{-1}$. При этом $s = s^* R$, где *R* — относительная влажность у земли и s^* — насыщенная удельная влажность при T_0 и наземном p_0 . Предположим, что далее происходит полное перемешивание слоя *H*, причем границы $z=0$ и $z=H$ непроницаемы для тепла и пара, т. е. с земли не происходит ни испарение, ни нагревание, так же как нет никакой утечки вверх. Если плотность воздуха (и аналогично давление) убывает вверх по закону $\rho = \rho_0 e^{-\mu z}$, где при 0°C $\mu = 0,125 \text{ км}^{-1}$, то при условии сохранения массы пара в столбе сечением 1 см^2 средняя удельная влажность в слое, соответствующая кривой 4, будет равна

$$\bar{s} = s_0 \frac{\mu (1 - e^{-(\alpha + \mu)H})}{(\alpha + \mu) (1 - e^{-\mu H})} = s_0 M, \quad (2)$$

где

$$M = \frac{1 - \frac{\alpha + \mu}{2} H}{1 - \frac{\mu H}{2}}$$

После перемешивания температура распределится по адиабатическому закону $T = T_0' - \gamma z$, где γ — адиабатический градиент, до начала конденсации равный 10° км^{-1} . Условия сохранения количества тепла будут

$$T_0' - T_0 = \frac{(\beta - \gamma)}{\mu} \left\{ \frac{(1 + \mu H) e^{-\mu H} - 1}{1 - e^{-\mu H}} \right\} = K(\gamma - \beta), \quad (K > 0), \quad (3)$$

при насыщении

$$S_H^*(T, p) \approx 0,62 \frac{E(T)}{p}, \quad (4)$$

где $E(T)$ — насыщающая упругость пара. Полагая, что

$$T(h) = T_0' - \gamma h = T_0 + K(\gamma - \beta) - \gamma h$$

и что

$$E(T) = E(T_0) e^{\lambda(T-T_0)}, \quad p(h) = p_0 e^{-\mu h}, \\ S_0^* = 0,62 \frac{E(T_0)}{p_0},$$

без труда из (2), (3) и (4) найдем $RMe^{-\mu h} = e^{Mk(\gamma - \beta) - \gamma h}$, откуда определится теоретическая высота нижней границы процесса конденсации, т. е.

$$h_1 = \frac{\ln RM - \lambda K(\gamma - \beta)}{\mu - \lambda \gamma} = \frac{-\ln RM + \lambda K(\gamma - \beta)}{\lambda \gamma - \mu}. \quad (5)$$

Известно, что высота кучевых облаков, образующихся в восходящих конвекционных токах, близка к теоретическому значению $h_0 = -\ln R/(\lambda \gamma - \mu)$, и так как $R < 1$ и $M < 1$, то, очевидно, при начальном устойчивом расслоении воздуха, когда $\beta < \gamma$, $h_1 > h_0$. Это значит, что слоистообразные турбулентные облака должны располагаться выше, чем кучевые при той же начальной влажности воздуха у земли.

Таблица 2

Высота облаков

Сезон	Рига			Москва			Свердловск			Актюбинск		
	h_1	h	Δh	h_1	h	Δh	h_1	h	Δh	h_1	h	Δh
Весна . . .	0,55	0,88	0,33	0,65	1,01	0,36	0,71	1,04	0,33	0,62	0,57	0,05
Лето . . .	0,62	0,83	0,21	0,70	1,34	0,64	0,69	0,97	0,28	1,30	0,74	0,56
Осень . . .	0,31	0,83	0,52	0,38	0,88	0,50	0,55	1,00	0,45	0,42	1,01	0,59
Зима . . .	0,25	0,69	0,44	0,28	0,60	0,32	0,31	0,77	0,46	0,96	0,56	0,30

В табл. 2 приведены рассчитанные и наблюдаемые значения h , подтверждающие, что почти всегда $h > h_1$. Разница $\Delta h = h - h_1$ соответствует в среднем начальному градиенту $\beta = 0,4^\circ/100 \text{ м}$. Исключение, соответствующее $\Delta h < 0$ и наблюдаемое летом в Актюбинске, мы рассмотрим ниже.

Не будем входить в детали решения уравнения турбулентного перемешивания, описывающего нестационарный процесс развития облака. Решение этого процесса рассмотрено в работах Л. Т. Матвеева [1] и К. В. Клубовича [2]. В этом решении учитывается также и испарение с почвы, увлажняющее воздух. Нестационарная часть разлагается при этом в ряд членов, убывающих со временем как $\exp\left[-\frac{\omega^2 t}{4k} - \frac{k\pi^2 n^2 t}{H^2}\right]$, где n — номер члена, k — коэффициент турбулентности. Медленнее затухает первый член этой суммы, но и он при $H=1$ км и $k=10^5$ см²/сек через 8 часов уменьшается до 0,058 от начальной величины. Через 12 часов нестационарностью вполне можно пренебречь.

Рассмотрим насколько стационарная схема А соответствует данным наблюдений.

§ 3. Вертикальное распределение температуры

Процессы переноса тепла и влажности в слое ОН характеризуются прежде всего величинами градиента температуры (убывания ее вверх) γ_1 , наблюдаемого в *подоблачном* слое h (см. табл. 3).

Таблица 3

Градиент температуры γ_1 в подоблачном слое

	Облачные сезоны				
	зима	весна	лето	осень	год
Рига	0,609	0,846	0,561	0,620	0,638
Москва	0,56	0,84	0,73	0,84	0,695
Свердловск	0,446	0,750	0,722	0,758	0,618
Актюбинск	0,405	0,830	0,366	0,592	0,497
	0,688				

Упомянутые выше самолетные наблюдения показали, что в холодный период (ноябрь — март) в среднем для всех 4 пунктов $\gamma_1 = 0,50^\circ/100$ м, а в теплый (апрель — октябрь) $\gamma_1 = 0,69^\circ/100$ м. Таким образом, γ_1 в среднем заметно меньше адиабатического, который должен был бы установиться, согласно схеме А. Зимой γ_1 сильно уменьшается с запада на восток от Риги ($\gamma_1 = 0,61^\circ$) до Актюбинска ($\gamma_1 = 0,41^\circ$). Вероятно, это зависит от общего радиационного охлаждения земной поверхности более сильного на востоке, где преобладают антициклоны. Охлаждение земли тем сильнее, чем суше воздух, и γ_1 уменьшается тем значительно, чем тоньше подоблачный слой, как раз, как это имеет место в Актюбинске.

В другие сезоны градиент γ_1 больше, чем зимой и не обнаруживает ясной зависимости от района.

Градиент температуры γ_2 в *облачном* слое позволяет различать три типа облачных слоев: 1) тонкие слои облаков, в которых градиент отрицательный, т. е. температура растет вверх и имеется инверсия (у нас 52 случая), 2) слои, у которых градиент γ_2 положительный и почти однородный (1024 случая) и 3) неоднородные слои, в нижней части которых градиент близок к влажно-адиабатическому, а в верхней части имеется изотермия или инверсия (313 случаев; см. табл. 4).

Облака первого, очень немногочисленного типа, имеют среднюю толщину 0,15 км (кроме Актюбинска, где она равна 0,28 км) и небольшую среднюю водность 0,07 г/м³. Они, вероятно, возникают при силь-

Свойства облаков 2-го типа

Сезон	Мощность, км					Градиент, град/100 м						
	Р.	М.	С.	А.	Ср.	Р.	М.	С.	А.	Ср.	Ср. $\gamma_{ав}$	$\gamma - \gamma_{ав}$
Зима . . .	0,40	0,26	0,28	0,37	0,33	0,70	0,73	0,73	0,60	0,70	0,74	-0,04
Весна . . .	0,38	0,25	0,31	0,45	0,35	0,70	0,72	0,80	0,61	0,71	0,67	+0,04
Лето . . .	0,41	0,28	0,28	0,32	0,32	0,70	0,74	0,87	0,72	0,76	0,58	+0,18
Осень . . .	0,26	0,26	0,29	0,42	0,31	0,73	0,75	0,80	0,68	0,74	0,66	+0,08
Год	0,36	0,26	0,29	0,39	0,33	0,71	0,74	0,80	0,66	0,73	0,66	+0,07

ном излучении слоя влажной дымки или мглы. По мере того, как слой охлаждается, конденсация распространяется от него далее вверх.

Наиболее частый второй тип имеет большую мощность, в среднем для всех четырех пунктов 0,33 км, и большую водность — 0,12 г/м³. Весной, осенью и особенно летом (см. табл. 4) γ_2 в нем больше псевдо-адиабатического. По-видимому, при турбулентном движении в облаке, в поднимающихся потоках конденсация не успевает «отбирать» весь избыточный пар на образование новых мелких капель и рост имеющихся; выделение тепла меньше и охлаждение идет скорее, чем при влажно-адиабатическом процессе. В нисходящих же струях такого облака капли крупнее и число их больше, чем в восходящих. Испарение с таких капель идет скорее, чем конденсация в восходящих струях, и поэтому в нисходящем потоке нагревание ближе соответствует влажно-адиабатическому градиенту. Поэтому в турбулентном облаке вертикальный градиент температуры должен быть больше влажно-адиабатического. Такое «отставание» процесса конденсации и накопление избытка пара в начале восходящего движения обнаружили уже численные расчеты Хауэлла [3], Нейбургера и Чина [4], Макдональда [5]. Наблюдения В. Е. Минервина показали действительно, что водность облака меньше адиабатической.

Зимой и весной влажность воздуха меньше, чем летом, конденсация слабее и «отставание» меньше (см. табл. 4). Зимой γ_2 даже меньше влажно-адиабатического градиента $\gamma_{ав}$ (как и γ_1), вероятно, тоже из-за выравнивающего влияния излучения.

Третий тип облаков, как сказано, характеризуется тонким верхним слоем с малым градиентом γ_3 , или даже с инверсией. Мы уже высказали мнение [6], что появление инверсии связано лишь с методом наблюдения волнообразного слоя облаков. Самолет-зондировщик, поднимающийся по наклонной траектории, может пересечь истинную верхнюю границу облака иногда выше, а иногда ниже ее средней границы (эту последнюю бортаэролог отмечает на глаз). Во втором случае метеорограф регистрирует инверсию под средней границей облака, и последнее нужно будет отнести к 3-му типу.

Над облаками чаще всего имеется хорошо выраженная инверсия, задерживающая турбулентные движения. При этом над тонким порядком 0,2 км слоем сильной инверсии с градиентом $\gamma_4 < 0$ располагается второй слой, более толстый, мощностью в среднем 0,45 км, изотермический или с небольшим положительным градиентом $\gamma_5 > 0$.

Первый надоблачный слой (см. табл. 5 и 6) в 79% случаев — инверсия, обычно сильная, зимой (даже 82% случаев). Зимой средний градиент в ней $\gamma_4 = -1,8^\circ/100$ м, а, например, в Свердловске он дости-

гает — 2,4°. Весной и летом инверсия ослабевает ($\gamma_4 = -0,94^\circ$ в среднем по всем пунктам).

Очевидно усиление инверсии во все сезоны от Риги к Москве и далее к Свердловску (с продвижением вглубь континента). Вероятно, эта инверсия связана с излучением и охлаждением верхней части облачного слоя. Зимой большему излучению способствует, конечно, более сухой воздух верхней атмосферы над континентом. Летом ему отчасти противодействует небольшое нагревание облака солнечными лучами.

Таблица 5

Свойства первого надоблачного слоя

Сезон	Градиент, град/100 м					Мощность, км					число случаев*
	Р.	М.	С.	А.	Ср.	Р.	М.	С.	А.	Ср.	
Зима . .	-1,12	-1,95	-2,39	-1,91	-1,84	0,23	0,20	0,17	0,28	0,22	952
Весна . .	-0,25	-0,70	-1,72	-1,20	-0,97	0,43	0,25	0,22	0,29	0,25	148
Лето . .	-0,49	-0,71	-1,65	-0,85	-0,92	0,27	0,25	0,17	0,21	0,22	133
Осень . .	-0,83	-2,01	-2,56	-1,96	-1,59	0,23	0,20	0,20	0,27	0,22	280

Таблица 6

Свойства первого надоблачного слоя

Сезон	Градиент, град/100 м					Мощность, км					число случаев*
	Р.	М.	С.	А.	Ср.	Р.	М.	С.	А.	Ср.	
Зима . . .	0,16	0,04	0,03	0,05	0,07	0,48	0,42	0,36	0,53	0,45	792
Весна . . .	0,27	0,21	0,27	-0,33	0,10	0,39	0,45	0,54	0,37	0,44	206
Лето . . .	0,44	0,20	0,17	0,47	0,32	0,50	0,38	0,41	0,50	0,45	134
Осень . . .	0,17	0,15	-0,06	0,16	0,10	0,38	0,43	0,37	0,53	0,43	391

* Иногда надоблачная инверсия переходит сразу в слой свободной атмосферы (второго слоя нет), а иногда нет и инверсии первого слоя. Из-за этого количество случаев в данной графе различно для обоих слоев.

По теоретическим расчетам Е. М. Фейгельсон [7] над облаком мощностью 0,60 км и водностью 0,3 г/м³ летом воздух за 2,5 часа должен охлаждаться на 0,9°. Наблюдаемый в инверсии (см. табл. 7) перепад температур порядка 2—4° может таким образом сформироваться менее чем за полсуток, т. е. за время, необходимое для образования самого облачного слоя см. § 2.

Во втором более мощном надоблачном слое преобладает $\gamma_5 > 0$ и в среднем $\gamma_5 = 0,15^\circ/100$ м. Инверсии в нем зимой бывают несколько чаще (31%), чем летом (22%), и градиент зимой меньше среднего годового ($\gamma_5 = 0,07^\circ/100$ м). Зимой, таким образом, этот слой, как и первый, заметно устойчивее, чем в другие сезоны.

Очевидно, малый градиент в надоблачном слое зависит также от оседания воздуха. Теоретически опускающийся воздух становится все более устойчивым, если только первоначальный градиент температуры был меньше сухо-адиабатического. Это происходит как во втором надоблачном слое, так и в первом, где инверсионный градиент, созданный излучением, благодаря оседанию будет затем очень существенно умень-

Градиент удельной влажности в подоблачном γ_s и подоблачном γ'_s слое (от верхней границы облака до вершины второго слоя) в г/кг км

Сезон	γ_s				γ'_s		
	М.	Р.	С.	А.	Р.	С.	А.
Зима . . .	0,42	0,58	0,00	0,00	0,93	0,38	0,46
Весна . . .	0,80	0,76	0,74	0,70	—	1,05	0,86
Лето . . .	1,48	1,84	1,21	1,49	2,20	2,64	2,49
Осень . . .	0,94	1,12	0,69	0,63	1,85	1,10	1,29

шаться (алгебраически), образуя сильную инверсию. Параллельно приход более сухого воздуха сверху способствует большему излучению облачной поверхности*. Таким образом, инверсии оседания над облаками являются одновременно как бы радиационными инверсиями свободной атмосферы.

Не входя в разбор синоптических процессов, благоприятных образованию слоистообразных облаков, заметим, что последние чаще всего образуются в гребнях и центральных частях антициклонов, где действительно происходит оседание воздуха в синоптических масштабах (в областях размером порядка 10^3 км).

§ 4. Влажность воздуха

К сожалению, современные самолетные метеорографы не позволяют наблюдать пересыщение, господствующее внутри облака. В подоблачном слое наблюдения влажности позволяют судить об испарении с почвы, увлажняющем «формирующий» облако слой (см. § 2). В табл. 7 приведены средние значения градиента $\gamma_s = -\partial s / \partial z$ в тех же четырех пунктах СССР.

Зимой градиент γ_s — наименьший, он заметно уменьшается от Риги к Москве и далее к Свердловску, где он (как и в Актюбинске) обращается в нуль. Очевидно, испарение с влажной почвы и снега, поддерживающее образование облаков, уменьшается с углублением в континент, по-видимому, зимой облака могут существовать, не поддерживаемые притоком влаги снизу.

В другие сезоны градиент γ_s заметно больше, чем зимой. При этом он также уменьшается от побережья в глубь континента, но слабее, чем в зимнее время. Очевидно, летом материк почти такой же хороший испаритель, как и море. В степях Актюбинска слоистообразные облака весной и летом связаны с увлажняющими землю дождями, которые в отличие от других мест сюда приходят с холодными фронтами.

Таким образом, условия влажности в подоблачном слое чаще всего связаны с испарением с земли и, следовательно, в силу стационарности с диффузией пара в подоблачный слой, иногда они соответствуют схеме А, при которой такого испарения нет. Поэтому необходимо выяснить происходит ли потеря пара из облака через его верхнюю границу. Средняя величина градиента удельной влажности γ'_s в пространстве над облаком (см. табл. 7) приближенно характеризует скорость диффузии пара с поверхности облаков. Во все сезоны средний γ'_s положителен, т. е. диффузионный поток пара направлен вверх. Этот расход

* Этот процесс недавно подробно изучил и наблюдал Стели [8].

пара должен, очевидно, пополняться испарением с земли. γ_s' существенно возрастает летом и уменьшается зимой. Вероятно, летом облака путем испарения разрушаются легче, чем зимой; это можно наблюдать нередко после восхода Солнца. Величину потери пара из облака однако трудно оценить, не зная величины коэффициента диффузии.

Выводы

Простейшая схема А, учитывающая турбулентное перераспределение водяного пара и тепла в «формирующем слое», описывает удовлетворительно процесс образования облаков $St-Sc$, измеряемый немногими часами.

Наблюдаемые высоты нижней границы заметно большие, чем следующие из адиабатических приближений, указывают, вероятно, на значительное влияние излучения, уменьшающего градиент температуры в формирующем слое.

В нижней части облака процесс конденсации отстает от адиабатического, что увеличивает градиент температуры в облаке, способствует образованию «косм» в турбулентных нисходящих потоках и уменьшает в среднем водность облака.

В подоблачном слое радиационное охлаждение поверхности облака создает глубокую инверсию, усиливающуюся благодаря нисходящему движению воздуха, например, в гребнях антициклонов.

Наблюдения влажности указывают, что часто испарение с почвы поддерживает развитие облака; несомненно также, что происходит диффузия пара с верхней поверхности облака в слой инверсии.

В заключение автор выражает свою благодарность Б. П. Бысику, обработавшему значительный аэрологический материал, использованный в данной статье, и участвовавшему в его подробном обсуждении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матвеев Л. Т., Кожарин В. С. «Изв. АН СССР», сер. геофизич., № 11, 1956.
2. Клубович К. А. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ., астрон., № 1, 81, 1963.
3. Howell. Journ. Meteor., 6, No. 2, 1949.
4. Neibu rger M. Chien C. W. Physics of precipitation, 1960, p. 191.
5. Macdonald. Journ. Atm. Sci., 19, No. 2, 1962.
6. Хргиан А. Х. Тр. ЦАО, вып. 64, 1965.
7. Фейгельсон Е. М. «Изв. АН СССР», сер. геофизич., № 7, 1, 1960.
8. Staley R. Journ. Roy. Met. Soc., No. 389, 282, 1965.

Поступила в редакцию
20. 10 1965 г.

Кафедра
физики атмосферы