

Л.Т. Матвеев, Ю.Л. Матвеев

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ В ТЕОРИИ ОБЛАКОВ ЗЕМЛИ

L.T. Matveev, Yu.L. Matveev

NEW RESULTS IN THE THEORY OF EARTH CLOUDS

Развит достаточно общий подход к формированию облаков. В основе его лежат уравнения притока (баланса) тепла и водяного пара в турбулентной атмосфере. Получены уравнения для водности облака, учитывающие влияние не только вертикальных движений (существенно уточненное, вплоть до знака, по сравнению с распространенным), но и адвекции тепла и холода, а также турбулентного обмена. Установленные зависимости позволяют понять (истолковать) наблюдаемые в природе условия образования и развития различных форм облаков.

A sufficiently general method of approach to cloud formation is developed. It is based on equations for heat and water-vapor influx (balance) in turbulent atmosphere. Equations of cloud water content is obtained, which take into account not only vertical motions (substantially defined, up to the sign, as comparison with the commonly accepted pattern), but also heat advection and turbulent exchange. The established dependences allow us to understand (and interpret) the observed conditions of formation and development of various forms of clouds.

В статьях [Матвеев Л., 2000, 2004, Матвеев Ю., 2006] получены формулы для изменения во времени температуры воздуха и водности облака под влиянием вертикальных движений. Представляет интерес обобщить теорию, развитую в этих работах, на случай учета других факторов, влияющих на образование и развитие облака, поля температуры и водности. К таким факторам относятся прежде всего адвективные и турбулентные притоки тепла и водяного пара, а также тепло конденсации.

Исходные уравнения

Прежде чем образуется любое облако, водяной пар должен достичь состояния насыщения, а относительная влажность воздуха $f = e/E$ – стопроцентного значения. Поскольку давление насыщенного водяного пара E – функция температуры, для оценки изменения f необходимо привлечь уравнение притока (баланса) водяного пара (из которого определим изменение e – давления пара во времени и пространстве) и уравнение притока (баланса) тепла (из которого найдем температуру воздуха).

Уравнение баланса тепла запишем в виде

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \cdot \frac{dp}{dt} + L \frac{dq_m}{dt} = \varepsilon_T, \quad (1)$$

где T и p – температура и давление воздуха, R – газовая постоянная воздуха, c_p – теплоемкость воздуха, L – теплота парообразования (конденсации), $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ – оператор полной (индивидуальной) производной, u, v, w – проекции скорости движения (ветра) воздуха на оси x, y, z (ось z направлена по вертикали вверх), t – время, ε_T – турбулентный приток тепла (все величины отнесены к 1 кг воздуха).

Вошедшая в третье слагаемое левой части (1) массовая доля насыщенного водяного пара q_m связана с давлением насыщения $E(T)$ соотношением

$$q_m = 0,622 E(T)/p. \quad (2)$$

Логарифмически дифференцируя его получаем уравнение баланса водяного пара в насыщенном состоянии (в облаке):

$$\frac{dq_m}{dt} = q_m \left(\frac{1}{E} \frac{dE}{dt} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} \right) + \varepsilon_q, \quad (3)$$

где, как и в уравнении (1) в правой части учтен приток водяного пара за счет турбулентности (ε_T).

Давление насыщения $E(T)$ связано с температурой T уравнением Клаузиуса–Клапейрона

$$\frac{dE}{dt} = \frac{LE}{R_v T^2} \frac{dT}{dt}, \quad (4)$$

где $R_v = 461,5$ Дж/(кг К) – газовая постоянная водяного пара.

Если теперь из уравнений (1) и (3) исключить с помощью (4) давление E , то приведем их к виду

$$\frac{dT}{dt} = a \frac{RT}{c_p p} \frac{dp}{dt} + \frac{\varepsilon_T}{C_p}; \quad (5)$$

$$\frac{dq_m}{dt} = \frac{RT}{Lp} (1-a) \frac{dp}{dt} + \varepsilon_q, \quad (6)$$

где

$$a = \frac{1 + 0,622 LE / (RTp)}{1 + 0,622 L^2 E / (c_p R_v T^2 p)}. \quad (7)$$

Сравнение этого соотношения с формулой для влажноадиабатического градиента γ_{ea} показывает, что параметр a в уравнениях (5) и (6) равен отношению γ_{ea} к сухоадиабатическому градиенту γ_a :

$$a = \gamma_{ea} / \gamma_a. \quad (8)$$

Поскольку γ_{ea} всегда меньше γ_a , то во влажном насыщенном (облачном) воздухе параметр a всегда меньше единицы ($a < 1$). Убедиться в этом можно также путем непосредственной оценки параметра a по соотношению (7).

Для получения уравнений для ненасыщенного (сухого) воздуха следует в уравнении (1) и соотношении (7) положить L равным нулю ($L = 0$), тогда (7) и (8) принимают вид

$$a = 1; \quad \gamma_{ea} = \gamma_a. \quad (9)$$

В ненасыщенном воздухе температура частицы при падении давления (в частности, при подъеме ее) понижается более быстро, чем в насыщенном. Массовая же доля ненасыщенного пара (q), согласно уравнению (6), в частице под влиянием давления во времени не изменяется: $(dq/dt_p) = 0$, $q = \text{const}$.

Подчеркнем, что все предыдущие уравнения и соотношения получены без предположения о статическом равновесии атмосферы.

С высокой степенью точности выполняется условие: атмосфера находится по вертикали в статическом равновесии, при котором справедливы, по определению, соотношение

$$dp/dt = \partial p/\partial t + u\partial p/\partial x + v\partial p/\partial y + w\partial p/\partial z \approx w\partial p/\partial z \quad (10)$$

и уравнение статики

$$-\partial p/\partial z = g\rho \quad (11)$$

(здесь $\rho = p/(RT)$ – плотность воздуха, g – ускорение свободного падения), то уравнения (5) и (6), записанные для локальных производных, примут, с учетом (8), вид

$$\partial T/\partial t = w(\gamma - \gamma_{ea}) - (u\partial T/\partial x + v\partial T/\partial y) + \epsilon_T/c_p, \quad (12)$$

$$\partial q_m/\partial t = -w[c_p(\gamma_a - \gamma_{ea})/L + \partial q_m/\partial z] - (u\partial q_m/\partial x + v\partial q_m/\partial y) + \epsilon_q, \quad (13)$$

где $\gamma = -\partial T/\partial z$ – вертикальный градиент температуры.

Преобразование и детальный анализ первых (обусловленных вертикальной скоростью w) слагаемых в уравнениях (12) и (13) выполнен в статье [Матвеев Ю., 2006]. Первый член в (13) приведен к виду

$$(\partial q_m / \partial t)_w = w \frac{Lq_m}{R_v T^2} (\gamma - \gamma_{ea}). \quad (14)$$

Основная цель данной статьи – анализ адвективных и турбулентных членов в правых частях уравнений (12) и (13).

Адвекция

Адвективные притоки тепла и водяного пара, согласно (12) и (13), записываются в виде:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right); \quad (15)$$

$$\left(\frac{\partial q_m}{\partial t}\right)_a = -\left(u \frac{\partial q_m}{\partial x} + v \frac{\partial q_m}{\partial y}\right). \quad (16)$$

Логарифмически дифференцируя формулу (2) по x , получаем

$$\frac{\partial q_m}{\partial x} = q_m \left(\frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial x} - \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial x} \right). \quad (17)$$

Поскольку E зависит только от T , то $\frac{\partial E}{\partial x} = \frac{dE}{dT} \cdot \frac{\partial T}{\partial x}$. С учетом этого соотношения и уравнения (4) формулу (17) перепишем в виде

$$\frac{\partial q_m}{\partial x} = \frac{Lq_m}{R_v T^2} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{q_m}{p} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (18)$$

Аналогичное выражение справедливо для $\partial q_m / \partial y$. Уравнение (16) для адвективного притока водяного пара принимает вид

$$\left(\frac{\partial q_m}{\partial t}\right)_a = -\frac{Lq_m}{R_v T^2} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{q_m}{p} \left(u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y}\right). \quad (19)$$

В насыщенном влажном воздухе (облаке) скорость конденсации водяного пара (уменьшения массы пара за единицу времени: $\partial q_m / \partial t$) равна, с обратным знаком, скорости увеличения массовой водности облака: $\partial \delta / \partial t$, т.е.. $\partial \delta / \partial t = -\partial q_m / \partial t$.

Умножая уравнение (19) на плотность воздуха ρ , перепишем его, с учетом последнего соотношения, в виде:

$$\left(\frac{\partial \delta^*}{\partial t}\right)_a = b \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) - d \left(u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y}\right), \quad (20)$$

где $\delta^* = \rho \delta$ – объемная (абсолютная) водность облака

$$b = LE / (R_v^2 T^3), \quad d = E / (R_v p T). \quad (21)$$

Множитель в уравнении (20) совпадает с множителем уравнения (6), которое запишем для скорости конвективного измерения объемной водности облака $\delta^* = \rho \delta$:

$$\left(\frac{\partial \delta^*}{\partial t} \right)_w = \frac{LE}{R_v^2 T^3} w (\gamma - \gamma_{ea}). \quad (22)$$

Второе слагаемое в уравнении (19), хотя и может вносить некоторый вклад в изменение водности облака (прежде всего в очень глубоких циклонах, например, тропических), но роль его в целом мала по сравнению с первым (например, при $T = 0^\circ\text{C}$ и $p = 950$ гПа отношение $b/d = 0,014$).

Турбулентность

В ранее выполненных работах [Матвеев, 1981] показано, что турбулентный обмен тепла и влаги играет существенную роль в формировании облака и изменении его водности.

Турбулентные притоки тепла и водяного пара, согласно [Матвеев, 1965], имеют вид

$$\varepsilon_T / c_p = k_s \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_{ea} \right); \quad (23)$$

$$\varepsilon_q = k_s \left(\frac{\partial^2 q_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q_m}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \left(\frac{\partial q_m}{\partial z} + C \right), \quad (24)$$

где k_s и k_z – коэффициенты турбулентности по горизонтали и вертикали; $C = \frac{c_p}{L} (\gamma_a - \gamma_{ea})$.

Если воспользоваться соотношением (18) и установленным в статье [Матвеев, 2006] соотношением

$$\frac{\partial q_m}{\partial z} + C = \frac{L q_m}{R_v T^2} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_{ea} \right), \quad (25)$$

то формулу (24) приведем к виду

$$\varepsilon_q = \frac{L q_m}{R_v T^2} \left[k_s \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_{ea} \right) \right], \quad (26)$$

при этом считаем множитель $L q_m / R_v T^2$ не зависящим от координат, а в (19) второе слагаемое малым по сравнению с первым (учет их вносит поправку в несколько процентов).

Сравнения уравнений (15) и (19), (23) и (26) для температуры и массовой доли водяного пара показывают, что при всех видах процессов (конвекции, адвекции и турбулентности) справедливо равенство

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = \frac{Lq_m}{R_v T^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (27)$$

Поскольку $\partial q_m / \partial t = -\partial \delta / \partial t$ или $\partial q_m / \partial t = -(1/\rho) \partial \delta^* / \partial t$

$$\frac{d\delta^*}{dt} = -\frac{LE}{R_v^2 T^3} \cdot \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (28)$$

где δ – массовая и δ^* – объемная водности облака.

Умножая (28) на приращение времени Δt запишем уравнение (28) для приращения объемной водности облака $\Delta \delta^* = \partial \delta^* / \partial t \Delta t$ в виде

$$\Delta \delta^* = -b \cdot (\Delta T_{\text{кон}} + \Delta T_{\text{адв}} + \Delta T_{\text{турб}}), \quad (29)$$

где $\Delta T_{\text{кон}}$, $\Delta T_{\text{адв}}$, $\Delta T_{\text{турб}}$ – приращения температуры за время Δt под влиянием конвекции (вертикального движения), адвекции (движения по горизонтали) и турбулентности:

$$\Delta T_{\text{кон}} = w(\gamma - \gamma_{ea}) \Delta t; \quad \Delta T_{\text{адв}} = -\left(u \frac{dp}{dx} + v \frac{dp}{dy}\right) \Delta t \quad (30)$$

$$\Delta T_{\text{турб}} = \varepsilon_T / c_p \Delta t; \quad b = LE / (R_v^2 T^3).$$

Приведем краткое толкование соотношения (30) и уравнения (29).

а) При влажноустойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_{ea}$) на фиксированных уровнях (в точках) температура воздуха понижается, а водность облака растет во времени при восходящем ($w > 0$) и температура повышается, а водность облака падает при нисходящем ($w < 0$) движении; при влажнонеустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_{ea}$) знаки $\Delta T_{\text{кон}}$ и $\Delta \delta^*$ противоположны знакам при $\gamma < \gamma_{ea}$:

		$\Delta T_{\text{кон}}$	$\Delta \delta^*$
$w > 0$	$\gamma < \gamma_{ea}$	< 0	> 0
	$\gamma > \gamma_{ea}$	> 0	< 0
$w < 0$	$\gamma < \gamma_{ea}$	> 0	< 0
	$\gamma > \gamma_{ea}$	< 0	> 0

Обратим внимание на случай $\gamma > \gamma_{ea}$: водность облака (вопреки распространенному мнению) уменьшается во времени при восходящем ($w > 0$) и увеличивается во времени при нисходящем ($w < 0$) движении (отметим, что общепринятые знаки изменения температуры возражения не вызывают)

б) При адвекции тепла (воздух по горизонтали движется из области тепла в область холода) в фиксированных точках температура во времени повышается ($\Delta T_{\text{адв}} > 0$), а водность облака падает ($\Delta \delta^* < 0$). При адвекции холода (воздух

движется по горизонтали из области холода по направлению к области тепла) в точках с закрепленными координатами температура понижается ($\Delta T_{\text{адв}} < 0$), а влажность облака растет ($\Delta \delta^* > 0$).

Поскольку $\Delta T_{\text{адв}}$ не только сравнимо, но и, как правило, превосходит $\Delta T_{\text{кон}}$ (во всяком случае, при прогнозе учитывается, прежде всего, адвекция), то на основе уравнения (29) можно утверждать, что в формировании и развитии облака адвективный фактор играет роль вполне сравнимую с конвективным.

Адвекция одного знака распространяется наиболее часто на большие области. Это означает, что под влиянием адвекции холода образуются такие облака как слоисто-дождевые и высоко-слоистые, слоистые и слоисто-кучевые, перисто-слоистые.

Широко распространено представление (отраженное в руководствах и методических пособиях) относительно того, что образование большинства форм облаков обусловлено вертикальными движениями, адвективный же фактор практически не принимается во внимание.

в) Под влиянием турбулентного обмена тепла и влаги изменяется температура воздуха и, как следствие, массовая доля водяного пара. Третье уравнение (30) положительно только за счет турбулентности по горизонтали в замкнутой области холода, окруженной областью тепла. Под влиянием турбулентности по вертикали температура понижается, а влажность облака растет в тех частях облака, где при $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ термическая устойчивость увеличивается с высотой: $(\gamma_{\text{ва}} - \gamma)$ на верхнем уровне "2" больше этой разности, на нижнем уровне "1": $(\gamma_{\text{ва}} - \gamma)_2 > (\gamma_{\text{ва}} - \gamma)_1$. Такие условия наблюдаются, например, в верхней части слоисто-кучевых или высоко-кучевых облаков, расположенных под слоем с замедленным падением или инверсионным распределением температуры по высоте.

Под влиянием нисходящих движений ($w < 0$) температура над облаками (где $\gamma < \gamma_a$) и в верхней части облака (где $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$) увеличивается ($\Delta T_{\text{кон}} > 0$), влажность же облака уменьшается ($\Delta \delta^* < 0$). Облако при этих условиях начинает расслаиваться. Однако турбулентный обмен по вертикали обеспечивает перенос водяного пара и капель воды в верхнюю часть облака и тем самым способствует сохранению облака в течение длительного времени (особенно, при низких температурах).

Приведем некоторые количественные оценки изменения влажности формирующегося облака. Большую роль в изменении влажности играет множитель (параметр) «*b*», вошедший в приведенные выше уравнения (20), (22), (28) и (29) и записанный в виде первой формулы (21).

Параметр этот, зависящий только от температуры, изменяется в широких пределах (табл. 1): от 10^{-2} при низких отрицательных до 10^{-1} при близких к 0°C и до 10^0 г/(м³ °C) при высоких положительных температурах.

Поскольку приращение температур ΔT в уравнении (29) за время Δt , равное 3–12 ч, при всех T имеет один тот же порядок величины (10^0 °C/ч), то приращение влажности $\Delta \delta^*$ зависит, в основном, от значения параметра «*b*».

Таблица 1

Значение параметра $b = LE/(R_v^2 T^3)$

$T, ^\circ\text{C}$	-50	-40	-30	-20	-10
$b, \text{г}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$	0,00708	0,0183	0,0429	0,0927	0,186
$T, ^\circ\text{C}$	-5	0	5	10	20
$b, \text{г}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$	0,258	0,352	0,473	0,628	1,065
$T, ^\circ\text{C}$	30	40	50		
$b, \text{г}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$	1,709	2,717	4,059		

Вертикальная скорость в синоптических вихрях (циклонах, антициклонах) при формировании слоисто- и волнисто-образных облаков имеет порядок $(10^{-1} - 10^0)$ см/с, а разность $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ порядка $(0,1 - 0,2)$ $^\circ\text{C}/100\text{м}$ (при наличии турбулентного перемешивания реальный градиент γ в облаке не может сильно отличаться от равновесного $\gamma_{\text{ва}}$). Приращение температуры за время Δt_r под влиянием w (конвекции) при $w = \pm 1$ см/с и $\gamma - \gamma_{\text{ва}} = -0,1^\circ\text{C}/100$ м, $\Delta T_{\text{кон}} = \pm 0,36 \Delta t_r$.

За это время приращение объемной влажности облака (положительное при $w > 0$ и отрицательное при $w < 0$) составит

$$\Delta \delta^* = \pm 0,36 \cdot b \cdot \Delta t_r. \quad (31)$$

Если облако начинает формироваться, то его влажность через $\Delta t_r = 3$ ч. достигнет значения порядка 10^{-2} г/м³ при температуре $(-50 \dots -20)^\circ\text{C}$, 10^{-1} г/м³ при $(-20 \dots 20)^\circ\text{C}$ и 10^0 г/м³ при $(20-50)^\circ\text{C}$. Такие значения температуры могут относиться или к различным сезонам года, или времени суток или высотам.

При других значениях w и $\gamma - \gamma_{\text{ва}}$ приращение влажности легко оценить по уравнению (29): приращение $\Delta \delta^*$ пропорционально w и $\gamma - \gamma_{\text{ва}}$. В кучевых и кучево-дождевых облаках вертикальная скорость может достигать значений порядка $10^0 - 10^1$ м/с. Однако, движения в них носят характер струй с чередованием восходящего и нисходящего движения, к которым относятся указанные значения w . В сечении облака по горизонтали средняя скорость w и в облаках Си – Св имеет меньший порядок величины: $(10^{-2} - 10^{-1})$ м/с.

Адвективное приращение температуры $\Delta T_{\text{адв}}$ определяется с помощью синоптической карты. Первый член $-u\partial T/\partial x + v\partial T/\partial y$ во втором соотношении (30) имеет порядок $(10^{-1} - 10^0)^\circ\text{C}/\text{ч}$. Приращение влажности облака за время Δt

$$\Delta \delta^* = b \cdot (u\partial T/\partial x + v\partial T/\partial y) \cdot \Delta t. \quad (32)$$

При адвекции тепла влажность уменьшается ($\Delta \delta^* < 0$), при адвекции холода растет ($\Delta \delta^* > 0$). Полагая адвекцию T (второй множитель) равной $-0,1^\circ\text{C}/\text{ч}$, найдем, что за время $\Delta t = 3$ ч влажность облака (если оно только что начало возникать) вырастет до $0,013$ г/м³ при $T = -30^\circ\text{C}$ (облака верхнего яруса), $0,105$ г/м³ при $T = 0^\circ\text{C}$ (облака среднего яруса) и $0,189$ г/м³ при $T = 10^\circ\text{C}$ (облака нижнего яруса).

Адвекция оказывает сильное влияние на образование и развитие облака. Если адвекция составит $-0,5^\circ\text{C}/\text{г}$ (что нередко наблюдается в природе), то ука-

занные водности увеличатся до 0,065, 0,50 и 0,95 г/м³. Определяемые по уравнениям (29) и (30), соотношениям (31) и (32) значения водности находятся в согласии с данными многочисленных измерений ее в облаках различных форм, в разные сезоны года и в различных областях земного шара [Матвеев, 2000].

Сильная зависимость водности от колебаний температуры позволяет объяснить образование кучевых облаков в ночное время суток и ранние утренние часы.

В монографии [Матвеев, 2005] на данных многочисленных наблюдений показано, что днем только около 30% всех кучевых облаков образуется под влиянием термической конвекции (неустойчивой стратификации в приземном слое). Оставшиеся 70% облаков днем и все кучевые облака ночью возникают под влиянием других факторов.

По наблюдениям в 1966–1994 гг. в Москве и С.-Петербурге при ясном небе (полном отсутствии облаков) в исходный срок через 3 ч появлялись кучевые облака. Повторяемость явления составляет при очень слабом ветре (меньше 1 м/с) 1,4–1,5% весной и 1,8–3,2% летом и увеличивается соответственно до 6,7–8,3% и 5,5–6,9% при ветре больше 1,1 м/с (при объеме выборок 500–1500).

Осенью повторяемость появления кучевых облаков через 3ч не превышала 2%, зимой – 0,5%. Наблюдалось это явление практически только ночью (от 20 до 8 ч), днем вероятность его во все сезоны года меньше 1%. Аналогичный вид явления наблюдается и при Δt , равных 6 и 12 (здесь, кроме весны и лета, значительна повторяемость осенью), а также через 4 ч, когда повторяемость явления в 2 ч ночи существенно больше, чем в 14 ч дня (при ветре меньше 1 м/с кучевые облака в 14 ч вообще не возникали).

Появляются облака при ясном небе в предыдущий срок в виде мелких облачков одновременно на большей части небосвода (в ранние утренние часы – наиболее часто в восточной части его). Если ночью и утром ветра нет, то возникают кучевые облака позже (в 9–10 ч) лишь после того, как усилится ветер. При отсутствии кучевых и наличии других форм облаков в исходный срок через Δt , появляются кучевые облака с вероятностью, многократно превышающей появление их после ясного неба, при этом ночью в 2–3 раз чаще, чем днем (при $\Delta t = 3$ ч в среднем за год вероятность появления кучевых облаков равна 34% ночью и только 9–11% днем; при $\Delta t = 24$ ч – 40% в 2 ч ночи и 13 – 15% в 14 ч дня).

Основную роль, по нашему мнению, в одновременном образовании мелких кучевых облаков на большей части небосвода после ясной погоды играет процесс турбулентного смешения объемов воздуха с различными значениями температуры и относительной влажности. При увеличении скорости ветра возрастают турбулентность, а вместе с ней пульсации температуры и массовой доли водяного пара. Согласно [Матвеев, 2005] и уравнению (29) за счет сильной зависимости параметра « b » от T , уже при разности температур воздуха или точек росы хотя бы в несколько десятых градуса при состоянии, близком к насыщению, происходит конденсация водяного пара и образование мелкого облака

с водностью порядка $10^{-3} - 10^{-2}$ г/м³. Поскольку при конденсации выделяется тепло, то образовавшееся при смешении облако оказывается теплее окружающей его среды, что способствует возникновению вихревого движения с притоком более холодного воздуха из среды и дальнейшему увеличению размеров зародившегося облака: процесс самопроизвольно начинает развиваться.

Колебания температуры и влажности воздуха, увеличивающиеся при усилении скорости ветра и турбулентного обмена, хорошо известны не только по результатам специальных измерений, но и, например, хотя бы по тем данным, которые транслирует телевидение: даже за несколько минут температура может измениться на десятые и даже целые градусы.

Намечаемый новый подход к образованию и развитию кучевых, а с учетом влияния адвекции и других форм (слоисто-кучевых, высоко-кучевых верхнего яруса) облаков согласуется с природными данными наблюдений, в частности, с зависимостью вероятности возникновения облаков от скорости ветра и времени суток (ночью за счет охлаждения воздух приближается к состоянию насыщения, способствующему при смешении возникновению облака). Днем, при повышении температуры, относительная влажность уменьшается, что препятствует возникновению облака даже при большой разности температур смешиваемых объемов воздуха.

Сформулируем, в заключение, некоторые результаты.

1. Уравнения притока (баланса) тепла и водяного пара, дополненные некоторыми другими соотношениями, позволяют установить зависимость водности от всех факторов формирования облака: адвекции тепла (холода), вертикальных движений и турбулентного обмена.

2. Следующие из анализа этих уравнений и количественных оценок водности облаков создают основу понимания (объяснения) наблюдаемых особенностей образования различных форм облаков: четко выраженная зависимость водности облаков от температуры (увеличение ее на два-три порядка при переходе от низких отрицательных к высоким положительным температурам); уменьшение водности по мере увеличения высоты (яруса) расположения облака (на один-два порядка при переходе от нижнего яруса к верхнему, а также от тропосферных облаков перламутровым (стратосфера) и серебристым (мезосфера); сезонные колебания водности и границ облаков.

3. Впервые установленная количественная связь изменения водности облака с адвекцией температуры (адвективным притоком тепла) закладывает основу пересмотра взглядов на условия образования различных форм облаков: в формировании слоисто-дождевых, слоистых, слоисто-кучевых облаков среднего и верхнего ярусов, а также циклона в целом не меньшую (а возможно, и большую), чем вертикальные скорости, играют роль адвекция холода (в образовании и усилении) и адвекция тепла (в ослаблении и рассеянии облака).

4. Велика роль адвекции холодного воздуха в образовании стены облаков в тропическом циклоне [Матвеев, 2000] за счет притока тепла, извлекаемого

циклоном из океана, температура в нем (на расстоянии до 200–300 км от центра) увеличивается на несколько десятков градусов за сутки. Этот рост температуры компенсируется адвекцией (притоком) холодного воздуха с расстояний до 2000–3000 км от центра циклона. Под влиянием этой адвекции и формируются в циклоне мощные кучево-дождевые облака и ливневые осадки.

5. Уже в работах 50–60-х годов, обобщенных в монографии [Матвеев, 1981], уделено много внимания роли турбулентного обмена в образовании и развитии облаков, в частности, закономерностям распределения по высоте массовой доли пара и удельного влагосодержания, водности облаков и др., а также получению формул для высоты нижней и верхней границ облака. Из последних следует, что высота нижней границы (уровня конденсации) зависит не только от влажности воздуха (точки росы или относительной влажности) вблизи земной поверхности (как по формуле Ферреля), но и в равной степени от распределения температуры по высоте (в общем же случае – также от вертикальной скорости и коэффициента турбулентности).

В настоящей статье мы обращаем внимание на то, что на начальном этапе зарождения облака (пока очень малого размера) существенную роль играют турбулентные пульсации температуры и влажности воздуха и последующее смешение объемов (частиц) с разными термогигрометрическими характеристиками, при котором происходит конденсация водяного пара. За счет тепла конденсации температура смеси увеличивается, что ведет к образованию вихревого движения, в котором более холодный воздух среды поступает в частицу смеси и вызывает дополнительную конденсацию – возникает процесс самопроизвольного роста облака. Этот процесс играет определяющую роль в образовании (ночью) кучевых облаков, после ясной погоды практически одновременно на большей части небосвода.

Литература

1. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Поля температуры, влажности и облачности в тропическом циклоне // Доклады РАН, 2000, т. 374, № 5, с. 688–691.
2. Матвеев Л.Т. Динамические факторы образования облаков и осадков. / Сб. «Вопросы физики облаков». – СПб.: Гидрометеоздат, 2004, с. 51–70.
3. Матвеев Ю.Л. Об уравнениях притока тепла и водяного пара. Ученые записки, № 2. – СПб.: РГГМУ, 2006, с. 70–78.
4. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 311 с.
5. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1965. – 875 с.
6. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеоздат, 2000. – 777 с.
7. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата. – СПб.: РГГМУ, 2005. – 326 с.
8. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. Особенности образования, развития и движения тропических циклонов. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2000, т. 36, № 6, с. 760–767.

Ключевые слова: образование, развитие формы облаков.