

Ю.Л. Матвеев

РОЛЬ ВОВЛЕЧЕНИЯ И СМЕШЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС В ОБРАЗОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ КОНДЕНСАЦИОННЫХ СЛЕДОВ, ОБЛАКОВ И ТУМАНОВ

Развиты и углублены основные теоретические представления об образовании туманов и самолетных (конденсационных) следов под влиянием смешения масс воздуха с различными термогигрометрическими характеристиками. В общем виде выяснены условия, при которых в зоне смешения происходит конденсация водяного пара (образуется облако). Выполнен расчет влажности облака практически при всех возможных (встречающихся в природе) значениях температуры и характеристик влажности взаимодействующих воздушных масс. При реально наблюдаемых разностях температур и влажностей под влиянием смешения (вовлечения) формируются облака, влажность которых вполне сравнима с получаемой по данным измерений.

Смешение (вовлечение) играет важную роль в образовании облаков в циклонах и ложбинах. Особенно велики расчетные значения влажности облака, образующегося под влиянием смешения, при высоких температурах (25–35°C). Эти значения сравнимы с наблюдаемыми в мощных кучево-дождевых (грозовых) облаках. Не исключено, что наряду с вертикальными движениями горизонтальное перемешивание (вовлечение) играет существенную роль в формировании облаков в циклонах в целом, а в тропических циклонах (с их высокими температурами в нижней тропосфере) в особенности.

Процесс смешения воздушных масс широко распространен в природе и явлениях антропогенного происхождения. Среди последних наибольшее внимание уделено [1, 2] исследованию конденсационных (облачных) следов, образующихся за самолетами (преимущественно реактивными). Хорошо известно, что под влиянием смешения с воздухом газов, поступающих в атмосферу от двигателей самолетов, автомобилей, морских и речных судов, а также от предприятий промышленности и отопительных систем, может при благоприятных условиях существенно измениться общая метеорологическая и экологическая обстановка: конденсационные следы, разрастаясь, приводят к образованию достаточно плотных облаков верхнего яруса; на аэродромах, в гаванях и на более обширных территориях возникают туманы и низкая облачность; существенно изменяются условия формирования дымок, туманов и облаков в промышленных центрах.

В природных условиях роль смешения наиболее значительна во фронтальных зонах, при образовании и развитии конвективных облаков, тропических циклонов и др.

Во всех этих случаях исследование термодинамики смешения, наряду с динамическим подходом [3], позволяет получить ряд полезных выводов об условиях образования облаков и туманов.

Введем обозначения: m_1 и m_2 – массы смешиваемых объемов воздуха; T_1 и T_2 – их температуры; q_1 и q_2 – массовые доли водяного пара; e_1 и e_2 – его парциальные давления; τ_1 и τ_2 – температура точки росы (или инея); f_1 и f_2 – относительные влажности воздушных масс (до их смешения). Все величины с индексом «1» относятся к более холодной, а с индексом «2» – к более теплой массе воздуха или газу в момент выхода его из двигателя.

Если под влиянием турбулентного обмена массы m_1 и m_2 перемешиваются, то массовая доля пара q и температура T воздуха после смешения на основе условия сохранения массы водяного пара (материальный баланс) и теплосодержания (тепловой баланс) будут равны:

$$q = \frac{m_1 q_1 + m_2 q_2}{m_1 + m_2} \text{ или } q = \frac{q_1 + n q_2}{1 + n}; \quad (1)$$

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \text{ или } T = \frac{T_1 + n T_2}{1 + n}. \quad (2)$$

Здесь $n = m_2/m_1$ – параметр, показывающий, какая масса теплого воздуха перемешивается с единичной массой холодного воздуха. В приложении к конвективному облаку или циклону этот параметр служит мерой вовлечения окружающего воздуха в развивающееся облако или циклон в целом ($n^{-1} = m_1/m_2$ – интенсивность вовлечения).

Строго формула (2) справедлива для случая горизонтального (точнее, изобарического) смешения. В случае изучения перемешивания по вертикали, равно как и по горизонтали, при значительной разности давления (например, в тропических циклонах) кинетические температуры (T_1 , T_2 , T) следует заменить на потенциальные (θ_1 , θ_2 , θ) или эквивалентно-потенциальные (при смешении масс, близких к насыщению).

Если уже в исходном состоянии в массе воздуха содержится вода в жидком состоянии, то под q_1 или q_2 следует понимать удельное влагосодержание – сумму массовой доли пара и удельной водности.

Поскольку в реальных условиях конденсация водяного пара практически начинается при достижении состояния насыщения, для удельной (массовой) водности облака можем записать соотношение

$$\delta = q - q_m, \quad (3)$$

где q – удельное влагосодержание смеси (если произошла конденсация), определенное (1); $q_m = q_m(T, p)$ – массовая доля насыщенного водяного пара при температуре T и давлении p смеси:

$$q_m = 0,622 E(T)/p, \quad (4)$$

$E(T)$ – давление насыщения.

Как q , так и q_m (через T), а вместе с ними и δ существенно зависят от параметра n , значения которого различны и недостаточно известны в разных частях облака (тумана). Однако можно определить значение n , которое соответствует той части облака, где водность достигает максимума. Такое n и отвечающую ему максимальную водность найдем, если согласно известному правилу производную от δ по n

$$\frac{d\delta}{dn} = \frac{dq}{dn} - \frac{dq_m}{dn} = \frac{dq}{dn} - \frac{\partial q_m}{\partial T} \frac{dT}{dn}$$

приравняем нулю:

$$\frac{dq}{dn} - \frac{dq_m}{dT} \frac{dT}{dn} = 0. \quad (5)$$

Здесь и далее мы ограничимся учетом зависимости q_m только от T на том основании, что эффект изменения давления (даже при изучении перемешивания по вертикали) существенно меньше влияния T на q_m .

Поскольку согласно (1), (2)

$$\frac{dq}{dn} = \frac{q_2 - q_1}{(1+n)^2}, \quad \frac{dT}{dn} = \frac{T_2 - T_1}{(1+n)^2}, \quad (6)$$

а по уравнению Клазиуса–Клапейрона

$$\partial q_m / (\partial T) = L q_m / (R_n T^2), \quad (7)$$

то уравнение (5), с учетом (4), принимает вид

$$L E(T) / (R_n T^2) = B, \quad (8)$$

где L – удельная теплота парообразования (конденсации): $L = (2500,6 - 2,71 \cdot T \text{ } ^\circ\text{C}) 10^3$ Дж/кг; $R_n = 461,5$ Дж/(кг·К) – удельная газовая постоянная водяного пара; B – параметр, играющий определяющую роль в образовании облака:

$$B = \frac{P}{0,622} \frac{q_2 - q_1}{T_2 - T_1}. \quad (9)$$

Поскольку $q_i = 0,622 E(\tau_i) / p$, то

$$B = [E(\tau_2) - E(\tau_1)] / (T_2 - T_1), \quad (10)$$

где τ_1 и τ_2 – температура точки росы (или инея) холодной и теплой воздушных масс.

Результаты расчета произведения $B(T_2 - T_1)$ при различных τ_1 и τ_2 представлены в табл. 1. При известных T_1 , T_2 , τ_1 и τ_2 с помощью этой таблицы находим значение B . Эти значения изменяются в широких пределах: от нескольких десятых до 250–300 Па/К.

Т а б л и ц а 1

Значение $B(T_2 - T_1)$, Па; $\tau_i = \tau_2$ (числитель); $\tau_i = \tau_1$ (знаменатель)										
$\tau_i, ^\circ\text{C}$	$\tau_2, \tau_1, ^\circ\text{C}$									
	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20
Капельно-жидкое облако										
40	<u>384</u>	<u>751</u>	<u>1101</u>	<u>1436</u>	<u>1754</u>	<u>2058</u>	<u>2623</u>	<u>3135</u>	<u>4211</u>	<u>5040</u>
	402	824	1265	1726	2208	2712	3788	4962	8368	12548
35	<u>304</u>	<u>593</u>	<u>868</u>	<u>1131</u>	<u>1381</u>	<u>1618</u>	<u>2059</u>	<u>2456</u>	<u>3286</u>	<u>3919</u>
	318	653	1003	1370	1754	2157	3019	3962	6716	10122
30	<u>238</u>	<u>463</u>	<u>678</u>	<u>882</u>	<u>1075</u>	<u>1260</u>	<u>1500</u>	<u>1906</u>	<u>2538</u>	<u>3016</u>
	250	512	788	1077	1381	1699	2383	3135	5342	8096
20	<u>141</u>	<u>247</u>	<u>401</u>	<u>520</u>	<u>633</u>	<u>740</u>	<u>936</u>	<u>1110</u>	<u>1465</u>	<u>1726</u>
	149	306	471	646	830	1024	1442	1906	3286	5040
10	<u>79,8</u>	<u>155</u>	<u>226</u>	<u>293</u>	<u>355</u>	<u>414</u>	<u>522</u>	<u>616</u>	<u>806</u>	<u>941</u>
	84,7	174	270	368	477	590	836	1110	1940	3016
0	<u>43,0</u>	<u>83,2</u>	<u>121</u>	<u>156</u>	<u>189</u>	<u>220</u>	<u>276</u>	<u>324</u>	<u>420</u>	<u>485</u>
	45,8	94,7	147	202	261	324	461	616	1094	1726
-10	<u>21,8</u>	<u>42,2</u>	<u>61,1</u>	<u>78,7</u>	<u>95,1</u>	<u>110</u>	<u>137</u>	<u>161</u>	<u>206</u>	<u>235</u>
	23,4	48,6	75,5	104	135	168	241	324	586	941
-20	<u>10,4</u>	<u>20,0</u>	<u>28,9</u>	<u>37,1</u>	<u>44,7</u>	<u>51,7</u>	<u>64,0</u>	<u>74,5</u>	<u>94,0</u>	<u>106</u>
	11,2	23,4	36,4	50,6	65,8	82,1	119	161	296	485
Кристаллическое облако										
-10	<u>22,1</u>	<u>42,5</u>	<u>61,3</u>	<u>78,6</u>	<u>94,5</u>	<u>109</u>	<u>135</u>	<u>156</u>	<u>196</u>	<u>222</u>
	24,0	50,0	78,2	109	142	177	258	351	612	967
-20	<u>9,47</u>	<u>18,1</u>	<u>26,0</u>	<u>26,3</u>	<u>39,9</u>	<u>46,0</u>	<u>56,5</u>	<u>65,2</u>	<u>80,8</u>	<u>90,3</u>
	10,4	21,6	34,0	47,4	62,0	77,9	114	156	298	507
-30	<u>3,77</u>	<u>7,19</u>	<u>10,3</u>	<u>13,1</u>	<u>15,6</u>	<u>18,0</u>	<u>21,9</u>	<u>25,1</u>	<u>30,8</u>	<u>34,0</u>
	4,15	8,71	13,7	19,2	25,2	31,9	47,0	65,2	127	222
-40	<u>1,38</u>	<u>2,62</u>	<u>3,74</u>	<u>4,74</u>	<u>5,63</u>	<u>6,44</u>	<u>7,81</u>	<u>8,90</u>	<u>10,7</u>	<u>11,8</u>
	1,53	3,23	5,11	7,19	9,49	12,0	17,9	25,1	50,4	90,3
-50	<u>0,46</u>	<u>0,87</u>	<u>1,23</u>	<u>1,55</u>	<u>1,84</u>	<u>2,10</u>	<u>2,52</u>	<u>2,85</u>	<u>3,39</u>	<u>3,67</u>
	0,51	1,09	1,74	2,46	3,26	4,16	6,28	8,90	18,4	34,0

Уравнение (8) обладает тем существенным преимуществом, что оно позволяет определить температуру воздуха T в зоне смешения. Нетрудно видеть, что левая часть (8) зависит только от T . Таким образом, между B и T существует однозначная связь:

в капельно-жидком облаке										
$T, ^\circ\text{C}$	40	35	30	25	20	15	10	5	0	
$B, \text{Па/К}$	390	309	242	188	144	109	82,2	60,7	44,3	
$T, ^\circ\text{C}$	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40		
$B, \text{Па/К}$	31,9	22,6	15,8	10,8	7,29	4,81	3,11	1,97		
в кристаллическом облаке ($L = 2,837 \cdot 10^6$ Дж/кг)										
$T, ^\circ\text{C}$	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50
$B, \text{Па/К}$	34,3	23,0	15,2	9,89	6,31	3,94	2,42	1,45	0,850	0,486

Перейдем к расчету влажности облака. Из соотношения (2) следует

$$n = (T - T_1)/(T_2 - T). \quad (11)$$

Вставляя это n в (1), а затем найденное выражение для q – в (3), получаем

$$\delta = [q_1(T_2 - T) + q_2(T - T_1)]/(T_2 - T_1) - q_m(T, p). \quad (12)$$

Заменяя массовые доли q_1 и q_2 на соответствующие температуры точки росы τ_1 и τ_2 , перепишем (12) в виде

$$\delta = \frac{0,622}{p} \left[\frac{E(\tau_1)(T_2 - T) + E(\tau_2)(T - T_1)}{T_2 - T_1} - E(T) \right]. \quad (13)$$

Если теперь ввести сюда вместо $E(\tau_2)$ параметр B по соотношению (10) и перейти от массовой (удельной) водности δ к объемной (абсолютной) водности $\delta^* = \delta\rho$ (где $\rho = p/RT$ – плотность воздуха), то получим

$$\delta^* = (0,622/RT)[B(T - T_1) - (E(T) - E(\tau_1))]. \quad (14)$$

Поступая точно так же в отношении $E(\tau_1)$, приходим к другому виду формулы для δ^* :

$$\delta^* = (0,622/RT)[(E(\tau_2) - E(T)) + B(T - T_2)]. \quad (15)$$

Таким образом, водность облака зависит от трех параметров: T_1 , τ_1 и B – в случае определения ее по формуле (14); T_2 , τ_2 и B – при расчете по (15).

Вместо B можно задать T – температуру воздуха в зоне смешения, однозначно связанную с B .

Таблица 2

Водность облака $10^2 \delta^*$ (г/м³): числитель при $\Delta T = T - T_1$; знаменатель при $\Delta T = T_2 - T$

$T, ^\circ\text{C}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$										
	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20	25
	Капельно-жидкое облако										
40	$\frac{4,2}{8,3}$	$\frac{20}{30}$	$\frac{48}{66}$	$\frac{86}{115}$	$\frac{136}{179}$	$\frac{195}{257}$	$\frac{344}{462}$	$\frac{529}{735}$	$\frac{1134}{1742}$	$\frac{1910}{3286}$	$\frac{2821}{5458}$
35	$\frac{3,3}{6,5}$	$\frac{17}{25}$	$\frac{41}{54}$	$\frac{73}{95}$	$\frac{114}{148}$	$\frac{165}{214}$	$\frac{289}{386}$	$\frac{444}{615}$	$\frac{945}{1466}$	$\frac{1585}{2775}$	$\frac{2335}{4629}$
30	$\frac{3,2}{5,5}$	$\frac{15}{20}$	$\frac{34}{44}$	$\frac{62}{78}$	$\frac{96}{122}$	$\frac{138}{177}$	$\frac{240}{320}$	$\frac{368}{511}$	$\frac{781}{1224}$	$\frac{1305}{2328}$	$\frac{1916}{3898}$
20	$\frac{2,4}{3,4}$	$\frac{10}{12}$	$\frac{24}{29}$	$\frac{42}{51}$	$\frac{65}{80}$	$\frac{93}{117}$	$\frac{161}{214}$	$\frac{245}{343}$	$\frac{516}{831}$	$\frac{856}{1591}$	$\frac{1248}{2694}$
10	$\frac{1,7}{2,0}$	$\frac{7,0}{8,0}$	$\frac{16}{18}$	$\frac{27}{31}$	$\frac{42}{51}$	$\frac{60}{75}$	$\frac{103}{137}$	$\frac{156}{222}$	$\frac{326}{399}$	$\frac{536}{1052}$	$\frac{778}{1795}$
0	$\frac{1,1}{1,2}$	$\frac{4,3}{4,7}$	$\frac{10}{11}$	$\frac{17}{20}$	$\frac{26}{31}$	$\frac{36}{46}$	$\frac{62}{84}$	$\frac{94}{137}$	$\frac{195}{340}$	$\frac{318}{666}$	$\frac{459}{1148}$
-10	$\frac{0,66}{0,65}$	$\frac{2,5}{2,7}$	$\frac{5,6}{6,2}$	$\frac{9,8}{11}$	$\frac{15}{18}$	$\frac{21}{27}$	$\frac{36}{49}$	$\frac{54}{81}$	$\frac{110}{203}$	$\frac{179}{402}$	$\frac{256}{702}$
-20	$\frac{0,37}{0,34}$	$\frac{1,4}{1,5}$	$\frac{3,1}{3,4}$	$\frac{5,3}{6,2}$	$\frac{8,1}{9,9}$	$\frac{11}{15}$	$\frac{19}{27}$	$\frac{29}{45}$	$\frac{59}{114}$	$\frac{94}{230}$	$\frac{134}{392}$
	Кристаллическое облако										
-10	$\frac{0,75}{0,80}$	$\frac{2,9}{3,2}$	$\frac{6,4}{7,5}$	$\frac{11}{14}$	$\frac{17}{22}$	$\frac{24}{32}$	$\frac{41}{60}$	$\frac{61}{99}$	$\frac{123}{220}$	$\frac{197}{417}$	–
-20	$\frac{0,36}{0,39}$	$\frac{1,4}{1,6}$	$\frac{3,1}{3,7}$	$\frac{5,4}{6,7}$	$\frac{8,2}{11}$	$\frac{12}{16}$	$\frac{19}{30}$	$\frac{29}{49}$	$\frac{58}{128}$	$\frac{92}{265}$	–
-30	$\frac{0,16}{0,17}$	$\frac{0,63}{0,73}$	$\frac{1,4}{1,7}$	$\frac{2,4}{3,0}$	$\frac{3,6}{4,9}$	$\frac{5,1}{7,3}$	$\frac{8,6}{14}$	$\frac{13}{23}$	$\frac{22}{60}$	$\frac{40}{127}$	–
-40	$\frac{0,07}{0,07}$	$\frac{0,19}{0,31}$	$\frac{0,57}{0,70}$	$\frac{0,99}{1,3}$	$\frac{1,5}{2,1}$	$\frac{2,1}{3,1}$	$\frac{3,5}{5,9}$	$\frac{5,2}{9,9}$	$\frac{10}{27}$	$\frac{16}{58}$	–
-50	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{0,10}{0,12}$	$\frac{0,22}{0,27}$	$\frac{0,38}{0,50}$	$\frac{0,57}{0,81}$	$\frac{0,80}{1,2}$	$\frac{1,3}{2,3}$	$\frac{1,9}{3,9}$	$\frac{3,8}{11}$	$\frac{5,9}{24}$	–

Результаты расчета δ^* представлены в табл. 2. При этом считаем, что в первом варианте (при определении δ^* по T_1 , τ_1 и B) насыщен ($\tau_1 = T_1$) холодный воздух, а во втором (при определении δ^* по T_2 , τ_2 и B) насыщен ($\tau_2 = T_2$) теплый воздух (другой воздух может находиться в любом состоянии).

В табл. 2 совмещены оба варианта: в числителе (над чертой) приведены значения δ^* , определенные по T и $\Delta T = T - T_1$ (или по $T_1 = T - \Delta T$), в знаменателе (под чертой) – значения δ^* , рассчитанные по T и $\Delta T = T_2 - T$ (или по $T_2 = T + \Delta T$). Совершенно естественно, что чем ниже температура холодного воздуха, тем больше водность облака при фиксированной температуре T в зоне смешения. При этом зависимость δ^* от T_1 очень сильная: при увеличении разности $T - T_1$ в 10 раз (от 1 до 10 $^\circ\text{C}$) водность облака увеличивается в 78, 92 и 126 раз при T , равной – 20, 10 и 40 $^\circ\text{C}$ соответственно.

Столь же сильно зависит δ^* от температуры T_2 теплой массы: увеличение разности $T_2 - T$ в 10 раз (от 1 до 10 $^\circ\text{C}$) сопровождается ростом водности в 133, 111 и 88 раз при T , равной – 20, 10 и 40 $^\circ\text{C}$ соответственно.

При фиксированных $T - T_1$ и $T_2 - T$ водность облака существенно зависит от температуры T в зоне смешения. Так, при $T - T_1 = 5^\circ\text{C}$ водность растёт от 0,08 до 0,96 г/м³ при увеличении T от -20 до 30°C , а при $T_2 - T = 5^\circ\text{C}$ – от 0,1 до 1,22 г/м³ при том же изменении T .

Отметим, что при значениях разности $T - T_1$ (равно как и $T_2 - T$) в несколько градусов водность образовавшегося под влиянием смешения облака достигает 0,2–0,4 г/м³ при $T \leq 0^\circ\text{C}$, 0,5–0,9 – при 10–20 и 1,0–3,0 – при 30–40 $^\circ\text{C}$.

Эти значения δ^* вполне сравнимы с наблюдаемыми в реальных облаках.

Если же разности ΔT составляют 10–20 $^\circ\text{C}$, то при T , равных 20–40 $^\circ\text{C}$, δ^* может достичь 5–10 и даже 15–20 г/м³. Такие значения δ^* могут наблюдаться только в очень мощных кучево-дождевых (грозовых) облаках.

Представленные в табл. 2 значения δ^* относятся к случаю насыщенного (до смешения) воздуха. Из формул (14) и (15) следует, что при понижении температур точки росы ($\tau_1 < T_1$ и $\tau_2 < T_2$) водность облака δ^* уменьшается.

Таблица 3

Минимальная относительная влажность (%)
 f_1^* (числитель, $\Delta T = T - T_1$), f_2^* (знаменатель, $\Delta T = T_2 - T$)

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$							
	40	35	30	20	10	0	-10	-20
1	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8	99,7	99,7	99,6
	89,8	89,5	89,1	88,2	87,3	86,3	85,1	83,9
2	99,6	99,5	99,4	99,3	99,2	98,9	98,7	98,4
	80,4	79,8	79,1	77,6	75,8	74,0	72,0	69,7
3	98,9	98,8	98,7	98,4	98,0	97,6	97,6	88,3
	71,8	70,9	69,9	67,8	65,5	63,1	60,4	57,4
4	97,9	97,7	97,4	96,9	96,2	95,3	94,3	93,0
	63,9	62,8	61,6	59,0	56,3	53,3	50,1	46,6
5	96,6	96,2	95,8	94,8	93,7	92,3	90,5	88,0
	56,6	55,3	53,9	51,0	47,9	44,6	41,1	37,3
6	94,7	94,2	93,6	92,2	90,4	88,2	85,5	82,0
	49,9	48,5	47,0	43,8	40,4	36,8	33,1	29,1
7	92,4	91,6	90,8	88,7	86,2	82,9	79,1	74,3
	43,8	42,2	40,6	37,3	33,7	30,0	26,1	22,0
8	89,5	88,5	87,3	84,5	80,9	76,4	70,7	63,2
	38,1	36,5	34,8	31,3	27,7	23,9	19,9	15,9
9	86,3	84,7	83,1	79,3	74,5	68,4	60,0	50,1
	33,0	31,3	29,5	26,0	22,3	18,4	14,5	10,6
10	82,0	80,0	78,0	73,0	66,6	58,4	47,7	33,6
	28,2	26,5	24,7	21,1	17,4	13,6	9,8	6,0
11	77,1	74,7	72,0	65,5	57,2	46,5	32,3	13,5
	23,8	22,1	20,3	16,7	13,1	9,4	5,7	2,0
12	71,4	68,3	64,9	56,6	46,0	32,2	13,8	–
	19,8	18,1	16,3	12,8	9,2	5,6	2,1	–
13	64,7	60,9	56,6	46,2	32,8	15,2	–	–
	16,1	14,4	12,2	9,2	5,7	–	–	–
14	57,1	52,4	47,0	34,1	17,3	–	–	–
	12,8	11,1	9,4	6,0	2,6	–	–	–
15	48,2	42,5	35,9	20,0	–	–	–	–
	9,7	7,7	6,4	3,1	–	–	–	–
16	38,1	31,1	23,2	3,8	–	–	–	–
	6,9	5,3	3,7	0,5	–	–	–	–

Минимальные значения τ_1^* и τ_2^* и относительной влажности f_1^* и f_2^* , при которой воздух в зоне смешения еще насыщен, найдем, если в (14) и (15) положим $\delta^* = 0$:

$$E(\tau_1^*) = E(T) - B(T - T_1), \quad f_1^* = E(\tau_1^*)/E(T_1); \quad (16)$$

$$E(\tau_2^*) = E(T) - B(T_2 - T), \quad f_2^* = E(\tau_2^*)/E(T_2). \quad (17)$$

Результаты расчета f_1^* и f_2^* представлены в табл. 3, τ_1^* и τ_2^* – в табл. 4. При значениях $f_1 > f_1^*$ и $f_2 > f_2^*$ в зоне смешения происходит конденсация водяного пара и образование облака ($\delta^* > 0$).

Интервалы изменения $f_1 (f_1^* \leq f_1 \leq 100\%)$ и $f_2 (f_2^* \leq f_2 \leq 100\%)$ увеличиваются при возрастании ΔT и понижении температуры T в зоне смешения. Значения τ_1 , обеспечивающие образование облака ($\delta^* > 0$), заключены в довольно узких интервалах. Так, если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ (и, следовательно, $T_1 = 4^\circ\text{C}$), то $\tau_1^* = 2,6^\circ\text{C}$, т.е. τ_1 может изменяться между 2,6 и 4°C ; при $T = 30^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ ($T_1 = 24^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = 22,9^\circ\text{C}$, т.е. $22,9 \leq \tau_1 \leq 24^\circ\text{C}$. По мере увеличения ΔT растет и интервал возможных значений τ_1 . При той же $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_1 = 0^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = -5,7^\circ\text{C}$ и $-5,7 \leq \tau_1 \leq 0^\circ\text{C}$; при $T = 30^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_1 = 20^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = 16,0^\circ\text{C}$ и $16,0 \leq \tau_1 \leq 20^\circ\text{C}$.

Более широки интервалы изменения τ_2 . При $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = T_2 - T = 6^\circ\text{C}$ ($T_2 = 16^\circ\text{C}$) $\tau_2^* = 2,6^\circ\text{C}$. Однако нельзя считать, что τ_2 может изменяться между 2,6 и 16°C . Из формулы (15) следует, что температура точки росы τ_2 должна быть выше T , поскольку в противном случае $\delta^* < 0$. Таким образом, в данном примере $10 < \tau_2 \leq 16^\circ\text{C}$. Если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_2 = 20^\circ\text{C}$), то $\tau_2^* = -5,4^\circ\text{C}$, а $10 < \tau_2 \leq 20^\circ\text{C}$.

Таблица 4

Минимальные значения температуры точки росы τ_1^* и τ_2^* ($^\circ\text{C}$):
 τ_1^* – при $\Delta T = T - T_1$; τ_2^* – при $\Delta T = T_2 - T$

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$							
	40	35	30	20	10	0	-10	-20
1	39,0	34,0	29,0	19,0	8,9	-1,1	-11,0	-21,0
2	37,9	32,9	27,9	17,9	7,8	-2,1	-12,2	-22,1
3	36,8	31,8	26,8	16,7	6,7	-3,3	-13,4	-23,4
4	35,6	30,6	25,6	15,5	5,4	-4,7	-14,7	-24,8
5	34,4	29,3	24,3	14,2	4,1	-6,1	-16,2	-26,4
6	33,0	28,0	22,9	12,7	2,6	-7,6	-17,9	-28,2
7	31,6	26,5	21,4	11,2	0,9	-9,4	-19,8	-30,2
8	30,1	24,9	19,8	9,4	-0,9	-11,4	-22,0	-32,8
9	28,4	23,2	18,0	7,6	-3,0	-13,7	-24,8	-36,1
10	26,6	21,4	16,0	5,4	-5,7	-16,7	-28,2	-41,0
11	24,6	19,2	13,8	2,9	-8,4	-20,2	-33,3	-50,5
12	22,4	16,9	11,3	-0,1	-12,1	-25,4	-42,2	-
13	19,8	14,1	8,4	-3,8	-17,1	-	-	-
14	16,9	10,9	4,7	-8,6	-26,6	-	-	-
15	13,3	6,9	0,0	-16,1	-	-	-	-
16	8,9	1,6	-6,7	-35,5	-	-	-	-

Таблица 5

Наибольшие значения температуры ($^\circ\text{C}$) холодного T_1^* (числитель, $\Delta\tau = T - \tau_1$) и теплого T_2^* (знаменатель, $\Delta\tau = \tau_2 - T$) воздуха, при которых воздух в зоне смешения достигает насыщения

$T, ^\circ\text{C}$	$\Delta\tau$									
	2	3	4	5	6	8	10	15	20	25
40	<u>38,1</u>	<u>37,2</u>	<u>36,3</u>	<u>35,5</u>	<u>34,7</u>	<u>33,3</u>	<u>32,0</u>	<u>29,2</u>	<u>27,1</u>	<u>25,5</u>
	42,1	43,2	44,4	45,7	47,0	49,7	52,7	61,5	72,2	85,2
35	<u>33,1</u>	<u>32,2</u>	<u>31,3</u>	<u>30,5</u>	<u>29,8</u>	<u>28,3</u>	<u>27,0</u>	<u>24,4</u>	<u>22,3</u>	<u>20,8</u>
	37,1	38,2	39,4	40,7	42,0	44,8	47,8	66,6	67,8	81,3
30	<u>28,5</u>	<u>27,2</u>	<u>26,4</u>	<u>25,6</u>	<u>24,8</u>	<u>23,4</u>	<u>22,1</u>	<u>19,5</u>	<u>17,5</u>	<u>16,1</u>
	32,1	33,2	34,4	35,7	37,0	39,9	43,0	52,1	63,5	77,5
20	<u>18,3</u>	<u>17,2</u>	<u>16,4</u>	<u>15,6</u>	<u>14,9</u>	<u>13,5</u>	<u>12,3</u>	<u>9,8</u>	<u>8,0</u>	<u>6,7</u>
	22,1	23,3	24,5	25,8	27,1	30,0	33,2	42,8	55,0	70,3
10	<u>8,1</u>	<u>7,2</u>	<u>6,4</u>	<u>5,7</u>	<u>5,0</u>	<u>3,6</u>	<u>2,5</u>	<u>1,8</u>	<u>1,5</u>	<u>-2,6</u>
	12,1	13,3	14,5	15,8	17,2	20,2	23,6	33,6	46,8	63,6
0	<u>-1,9</u>	<u>-2,7</u>	<u>-3,5</u>	<u>-4,3</u>	<u>-5,0</u>	<u>-6,2</u>	<u>-7,3</u>	<u>-9,5</u>	<u>-10,9</u>	<u>-12,0</u>
	2,1	3,3	4,6	5,9	7,3	10,4	13,9	24,7	38,9	57,6
-10	<u>-11,9</u>	<u>-12,7</u>	<u>-13,5</u>	<u>-14,2</u>	<u>-14,9</u>	<u>-16,1</u>	<u>-17,1</u>	<u>-19,1</u>	<u>-20,4</u>	<u>-21,3</u>
	-7,9	-6,7	-5,4	-4,0	-2,6	0,6	4,3	15,9	31,6	52,6
-20	<u>-21,8</u>	<u>-22,7</u>	<u>-23,4</u>	<u>-24,1</u>	<u>-24,8</u>	<u>-25,9</u>	<u>-26,9</u>	<u>-28,7</u>	<u>-29,8</u>	<u>-30,6</u>
	-17,8	-16,6	-15,3	-13,9	-12,4	-9,0	-5,1	7,3	24,8	48,9

При фиксированных T и температуре точки росы (τ_1 или τ_2) температура холодного и теплого воздуха должна быть ниже значений T_1^* и T_2^* , которые найдем, полагая в (14) и (15) $\delta^* = 0$:

$$T_1^* = T - \{[E(T) - E(\tau_1)]/B\}; \quad (18)$$

$$T_2^* = T + \{[E(\tau_2) - E(T)]/B\}. \quad (19)$$

Результаты расчета T_1^* и T_2^* приведены в табл. 5. Для образования облака ($\delta^* < 0$) в зоне смешения необходимо и достаточно, как это следует из (14) и (15), чтобы температура холодного воздуха до смешения была ниже T_1^* , а теплого – ниже T_2^* .

Интервалы изменения T_1 и T_2 , так же как τ_1 и τ_2 , ограничены. Так, при $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = T - \tau_1 = 6^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_1 = 4^\circ\text{C}$) $T_1^* = 5^\circ\text{C}$; поскольку $T_1 \geq \tau_1$, то T_1 может изменяться лишь между 4 и 5°C . Если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = 10^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_1 = 0^\circ\text{C}$), то $T_1^* = 2,5^\circ\text{C}$ и, таким образом, $0^\circ\text{C} \leq T_1 \leq 2,5^\circ\text{C}$.

При той же $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = \tau_2 - T = 10^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_2 = 20^\circ\text{C}$) интервал изменения T_2 более широк: $20 \leq T_2 \leq 23,6^\circ\text{C}$.

В целом же интервалы изменения T_1 и T_2 , τ_1 и τ_2 , при которых в зоне смешения образуется облако, достаточно узки (при обычно наблюдаемых разностях $T_2 - T_1$ интервалы эти составляют, как правило, несколько градусов).

Если относительные влажности f_1 и f_2 ниже значений, представленных в табл. 3, а температуры T_1 и T_2 выше значений, приведенных в табл. 5, то в зоне смешения воздух не достигает состояния насыщения и облако не образуется. Более того, если в одной из воздушных масс до смешения наблюдалось облако, то под влиянием смешения такое облако будет полностью рассеяно или снижена его водность.

В целом количественная оценка смешения воздушных масс позволяет ответить на вопрос: при каких условиях может образоваться новое или рассеяться существующее облако?

Однако не меньший интерес представляет оценка роли смешения в таких атмосферных объектах, как циклоны и фронты (ложбины).

Хорошо известно, что в образовании и углублении циклонов существенную роль играет адвекция холода. Циклон продолжает углубляться до тех пор, пока в его центральную часть поступает (вовлекается) с периферии более холодный воздух. Естественно, что этот воздух при движении смешивается с более теплым воздухом. Вовлечению холодного воздуха в циклон (равно как и в ложбину) способствует сходимость (конвергенция) воздушных течений, которая в этих барических системах всегда наблюдается в нижней (а нередко в средней и даже верхней) тропосфере.

Особенно велика разность температур, и как следствие велик эффект смешения в образовании облака, в тропических циклонах. Известно [4], что такие циклоны образуются и перемещаются по теплой воде (с температурой поверхности выше $26\text{--}28^\circ\text{C}$). При этом из океана поступает в циклон огромное количество тепла [5].

Оценки показывают, что при охлаждении слоя океана толщиной 60–100 м на 1°C (по данным наблюдений именно таковы порядки этих величин) температура в центральной части тропического циклона повышается на $5\text{--}15^\circ\text{C}$ (это уже с учетом того, что около $2/3$ тепла, поступившего из океана, расходуется на испарение морской воды).

Снимки облачного покрова со спутников (они имеют вид спиралеобразных полос, сходящихся к центру) показывают, что в тропический циклон вовлекается масса воздуха, значительно превосходящая по площади размеры самого циклона. Из приведенных выше данных (см. табл. 2) следует, что под влиянием вовлечения холодного воздуха и последующего смешения его с теплым при высоких температурах, наблюдаемых в тропическом циклоне, формируется облако с водностью порядка $10^0\text{--}10^1 \text{ г/м}^3$.

1. Амелин А. Г. Образование радиационных туманов // Доклады АН СССР. 1951. Т. 77. N 2.

2. Матвеев Л. Т. Общий курс метеорологии. Л.: Изд. ЛВВИА им. А.Ф. Можайского, 1958. С. 540–557.

3. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 311 с.

4. Агренич Е. А. Влияние температуры поверхности океана на траектории тропических циклонов // Метеорология и гидрология. 1979. N 4. С. 100–103.

5. Дорышман Е. М. Некоторые статистические характеристики и особенности тайфунов // Метеорология и гидрология. 1994. N 11. С. 83–94.

J u . L . M a t v e e v . T h e F u n c t i o n o f t h e A i r M a s s e s E n t r a i n i n g a n d M i x i n g i n t h e F o r m a t i o n a n d E v o l u t i o n o f t h e C o n d e n s a t i o n T r a c e s , C l o u d s , a n d F o g s .

The fundamental theoretical concepts on the fogs and aircraft (condensation) traces formation caused by the air masses mixing with various thermohygrometrical characteristics are advanced and refined. The conditions are clarified in outline, under which the water vapor is condensed (a cloud is formed) within the mixing zone. The water content in a cloud is calculated practically for all possible (in nature) temperatures.