

(она убывает от центра к периферии), то приток тепла не настолько значителен, чтобы существенно изменить водность кучво-дождевого облака, формирующегося в восходящем потоке.

9 О роли крупномасштабных вертикальных движений в возникновении конвекции в атмосфере

Крупномасштабные вертикальные движения (горизонтальный масштаб — порядка сотен и тысяч километров), формирующиеся прежде всего под влиянием сил поверхностного и турбулентного трения, служат причиной еще одного важного эффекта.

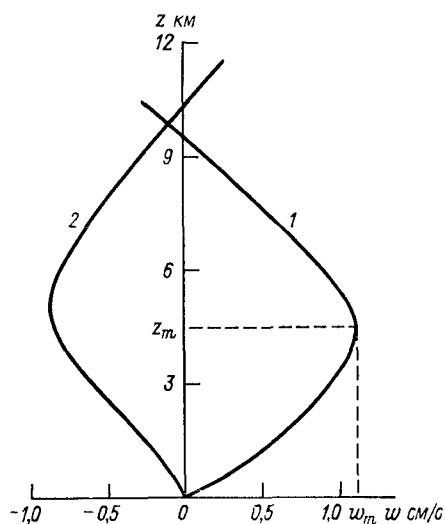


Рис. 20.10. Схема изменения вертикальной скорости с высотой в циклоне (1) и антициклоне (2).

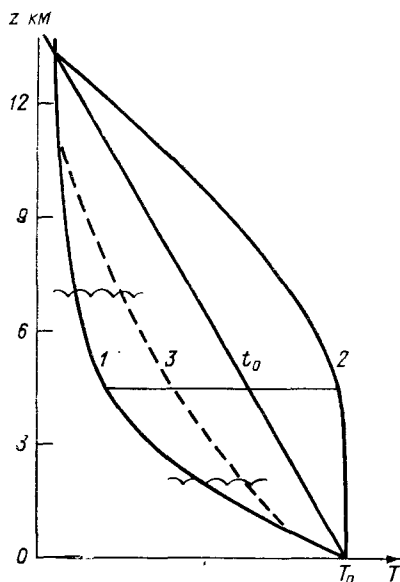


Рис. 20.11. Схема распределения температуры воздуха по высоте в начальный момент (t_0) и через некоторое время Δt .

1 — в циклоне (при $\omega > 0$), 2 — в антициклоне (при $\omega < 0$), 3 — в циклоне после образования облака (волнистые линии — границы облака).

Анализ формулы (4.1) гл. 21, непосредственно получаемой из уравнения неразрывности, показывает, что над однородной (не горной) земной поверхностью распределение ω по высоте имеет вид, изображенный на рис. 20.10.

Вертикальная скорость, равная нулю на земной поверхности, с увеличением высоты растет (по модулю), достигает максимума в средней тропосфере (3—5 км)¹, а затем убывает и обращается второй раз в нуль вблизи тропопаузы (такая зависимость w от z установлена Г. И. Марчуком и Н. И. Булеевым также путем анализа общего решения системы уравнений динамики атмосферы).

Нетрудно видеть, что при таком изменении w с высотой температура воздуха на всех уровнях тропосферы понижается со временем в циклонах и ложбинах (где, как правило, $w > 0$) и растет во времени в антициклонах и гребнях (где $w < 0$). В самом деле, согласно уравнению (4.14) гл. 9 локальное приращение (ΔT_w) температуры под влиянием вертикальных движений за время Δt записывается в виде

$$\Delta T_w = w(\gamma - \gamma_a) \Delta t. \quad (9.1)$$

Поскольку практически во всей тропосфере (исключение составляет лишь тонкий приземный слой) вертикальный градиент температуры γ меньше γ_a и, следовательно, $\gamma - \gamma_a < 0$, то при $w > 0$ приращение $\Delta T_w < 0$ и при $w < 0$ значение $\Delta T_w > 0$. Однако значения ΔT_w существенно различны в разных слоях тропосферы. Вблизи земли, где w близко к нулю, ΔT_w мало (на самой поверхности $\Delta T_w = 0$). В средней тропосфере, где w (по модулю) достигает максимума, наблюдается максимальное понижение (при $w > 0$) или повышение (при $w < 0$) температуры во времени (рис. 20.11).

Отметим, что множитель $(\gamma - \gamma_a)$ в соотношении (9.1) изменяется с высотой значительно меньше, чем w , и поэтому не может изменить указанного заключения (под влиянием $\gamma - \gamma_a$ может лишь несколько сместиться вверх или вниз уровень, где $|\Delta T_w|$ достигает максимума).

Таким образом, в нижней и средней тропосфере под влиянием крупномасштабных вертикальных движений термическая стратификация со временем становится более неустойчивой в циклонах и ложбинах (в общем случае — при $w > 0$) и более устойчивой в антициклонах и гребнях (в общем случае — при $w < 0$). Совершенно очевидно, что рост неустойчивости (увеличение γ) под влиянием $w > 0$ в нижней и средней тропосфере способствует возникновению мезомасштабных (конвективных) вертикальных движений, скорость которых достигает 10^1 — 10^2 см/с. Эти скорости служат причиной формирования конвективных облаков и гроз.

Приток солнечной радиации к земной поверхности и ее эффективное излучение, изменяя температуру T_0 воздуха вблизи земной поверхности, могут как усиливать, так и ослаблять эффект w в изменении термической стратификации нижней и средней тро-

¹ В некоторых случаях этот уровень может смещаться в верхнюю

тропосферу и даже в нижнюю стратосферу (см. п. 10).

посферы: при положительном радиационном балансе ($R > 0$) земной поверхности, когда T_0 со временем увеличивается, эффекты ω и R действуют в одну сторону (увеличения неустойчивости); при $R < 0$, когда T_0 уменьшается, эффекты ω и R действуют в противоположные стороны (рост неустойчивости под влиянием ω и усиление устойчивости под влиянием R).

Вертикальная скорость ω изменяет во времени не только температуру воздуха и ее профиль, но также влажность воздуха и ее распределение по высоте. Локальное изменение массовой доли водяного пара s под влиянием ω имеет вид:

$$\partial s / \partial t = -\omega \partial s / \partial z. \quad (9.2)$$

В областях с восходящими движениями ($\omega > 0$) массовая доля пара на всех уровнях тропосферы, как правило, увеличивается во времени ($\partial s / \partial t > 0$), поскольку вне приземного слоя s убывает с высотой ($\partial s / \partial z < 0$). Однако скорость увеличения s во времени под влиянием ω существенно различна в разных слоях: она минимальна вблизи земной поверхности и достигает максимума на некотором уровне, как правило, расположенном ниже уровня z_m , где наблюдается максимум ω (объясняется это тем, что модуль $\partial s / \partial z$ с увеличением высоты уменьшается).

Рост s во времени в сочетании с понижением температуры приближает воздух к состоянию насыщения и затем к образованию слоистообразной облачности. Появление последней сопровождается еще одним эффектом, оказывающим влияние на термическую устойчивость атмосферы. В облаке под влиянием ω и тепла конденсации приращение температуры за время Δt описывается выражением

$$\Delta T'_w = \omega (\gamma - \gamma'_a) \Delta t. \quad (9.3)$$

где γ'_a — влажноадиабатический градиент.

Поскольку модуль разности $(\gamma - \gamma'_a)$ всегда меньше разности $(\gamma_a - \gamma)$, а вертикальная скорость в облаке практически не отличается от ω до образования облака (на одном и том же уровне), то из сопоставления формул (9.1) и (9.3) следует, что при $\omega > 0$ значение $\Delta T'_w$ всегда меньше ΔT_w . Кривая распределения температуры по высоте в момент времени Δt с учетом влияния ω и тепла конденсации представлена на рис. 20.11 кривой 3, при этом принято во внимание турбулентное перемешивание (которое сглаживает профиль температуры). Хотя вблизи нижней границы облака формируется слой с устойчивой стратификацией, ниже этого слоя стратификация (по сравнению с исходной) более неустойчивая (способствующая развитию конвекции). В верхней

тропосфере (в слое между верхней границей облака и тропопаузой) с образованием облака стратификация становится в момент времени Δt менее устойчивой по сравнению с тем, что наблюдалось бы в этом слое в случае отсутствия облака (кривая 1 на рис. 20.11).

С другой стороны, в антициклонах и гребнях (вследствие увеличения термической устойчивости в нижней тропосфере) условия для развития конвекции неблагоприятны — кучевообразные облака, как правило, не образуются. Более того, в областях с нисходящими вертикальными движениями создаются благоприятные условия для формирования в нижней и средней тропосфере инверсии температуры. Под влиянием крупномасштабных ω , как следует из рис. 20.11, образуются инверсии, начинающиеся от земной поверхности (т. е. приземные инверсии). Верхняя граница их совпадает с уровнем z_m , где ω (по модулю) достигает максимума. Значение z_m в общем случае колеблется в широких пределах — от сотен метров до 4—5 км. Этот фактор (ω) плюс понижение температуры T_0 земной поверхности под влиянием излучения служат основной причиной образования высоких инверсий температуры в антициклонах умеренных и высоких широт в зимнюю половину года. Особенно высокие (в среднем до 3—4 км) инверсии температуры наблюдаются зимой в знаменитом сибирском, в полярных (в Арктике и Антарктике), а также канадском антициклонах.

В субтропических антициклонах (азорском над Атлантическим океаном, гонолульском над Тихим океаном, антициклонах Южного полушария), а в летнюю половину года также в антициклонах умеренных широт инверсия температуры, формирующая под влиянием нисходящих ω , обычно вблизи земной поверхности разрушается под влиянием притока солнечной радиации: температура T_0 при этом повышается (соответствующая точка на рис. 20.11 смещается вправо). Турбулентный обмен, передавая тепло от земной поверхности атмосфере, разрушает инверсию динамического происхождения до такой высоты, до которой способны распространяться турбулентные моли под влиянием силы плавучести (энергии неустойчивости). Так образуются приподнятые инверсии температуры в субтропических антициклонах, в частности, в зоне пассатов — северных, северо-восточных ветров на восточной и юго-восточных и южных — на западной перифериях антициклонов северного полушария; юго-восточных и южных ветров на западной и северо-западных и северных — на восточной перифериях антициклонов южного полушария.

Массовая доля пара, согласно уравнению (9.2), при $\omega < 0$ на всех уровнях тропосферы уменьшается со временем ($\partial s / \partial t < 0$), что также не только не способствует образованию, но приводит к размыванию облачности, если она, сформировавшись в области с восходящим движением, затем оказывается в области, где $\omega < 0$.

Анализ материалов зондирования атмосферы и повседневные наблюдения подтверждают сформулированные выше закономерности. Отметим некоторые результаты анализа опытных данных. Так, в согласии с теоретическими предпосылками, не только слоистообразная облачность (N_s — A_s — C_s), но и конвективные (особенно, мощные кучевые и кучево-дождевые, в том числе, грозовые) облака образуются преимущественно в областях пониженного давления с восходящими вертикальными движениями. Лишь плоские и, отчасти, средние кучевые облака ($Cu\ hump.$ и $Cu\ med.$) образуются в антициклонах в тех случаях, когда под влиянием притока солнечной радиации к земной поверхности разрушается динамическая инверсия в нижней части; если при этом уровень конденсации располагается ниже основания сохраняющейся приподнятой инверсии, то между этими уровнями и развиваются кучевые облака.

Далее, опыт полетов и радиолокационные наблюдения показывают, что система облаков N_s — A_s даже на теплых (не говоря уже о холодных) фронтах, как правило, не представляет собой однородного образования: внутри ее наблюдаются конвективные потоки, нередко проявляющие себя в виде вершин конвективных облаков, выступающих над верхней границей основного массива фронтальных облаков. Повышенная (по сравнению с безоблачной атмосферой) турбулентность в облаках (обуславливающая болтанку самолетов)—также следствие эффекта увеличения неустойчивости под влиянием восходящих движений в циклонах и ложбинах.

Определяющую роль обсуждаемый эффект играет в формировании облачности во внутритропической (экваториальной) зоне конвергенции, изучению строения которой было уделено много внимания при проведении Тропических экспериментов 1972 и 1974 гг. ВЗК представляет собой зону пониженного давления, в которой встречаются (конвергируют) пассатные потоки северного и южного полушарий.

В этой зоне, наряду с резким изменением направления ветра (от северо-восточного на северной стороне до юго-восточного на южной), значительны также горизонтальные градиенты температуры и массовой доли водяного пара (более четко выраженные на поверхности 850 гПа, чем на уровне моря).

Конвергенция ветров в ВЗК порождает крупномасштабные восходящие вертикальные движения (порядка 10^{-1} — 10^0 см/с), которые в свою очередь увеличивают термическую неустойчивость в нижней тропосфере и вызывают мезомасштабные (конвективные) вертикальные движения (порядка 10^1 — 10^3 см/с). Под влиянием первых из этих вертикальных движений в ВЗК формируется слоистообразная, а под влиянием вторых — конвективная (чаще кучево-дождевая) облачность.