

Для выяснения условий образования серебристых облаков обратим внимание на обстоятельства, отмеченное И. А. Хвостиковым. Для начала конденсации водяной пар должен достичь состояния насыщения ($e = E$). Но давление водяного пара на любом уровне всегда меньше общего давления воздуха; $e < p$ (часть меньше целого). Согласно рис. 2.2, на высотах от 30 до 80 км давление на-

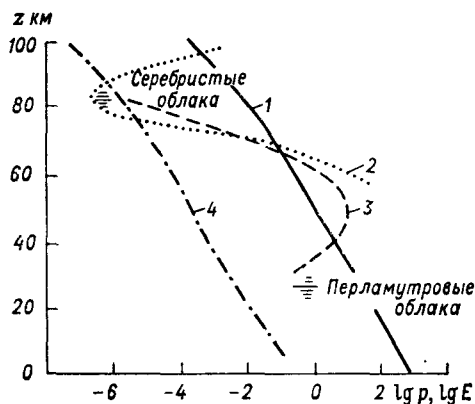


Рис. 2.2. Распределение по высоте атмосферного давления над средними широтами СССР (1), давления насыщенного водяного пара по данным измерений температуры над территорией СССР (2) и над ст. Черчилл, Канада, 59° с. ш. (3) и фактического давления водяного пара (4).

В области мезопаузы водяной пар перенасыщен ($e > E$).

сыщения $E > p$. Это неравенство означает, что состояние насыщения на указанных высотах никогда не может быть достигнуто и тем более не могут образоваться облака. На высотах менее 30 км и в слое от 80 до 85 км давление насыщения $E < p$. Это неравенство указывает на то, что в этих слоях может быть достигнуто состояние насыщения водяного пара ($e = E$), сопровождающееся образованием облаков. На рис. 2.2 нанесена также кривая $e = bp$ (кривая 4), где $b = 2,5 \cdot 10^{-4}$ — постоянная, пропорциональная доле пара ($s = 0,622e/p = 0,622b$). Сравнение кривых e и E показывает, что в слое 80—85 км $e > E$, т. е. в этом слое возможно образование облаков, если справедливо принятое условие постоянства доли пара ($s = \text{const}$) с высотой в пределах стратосферы и мезосферы.

4 Понятие о воздушных массах и фронтах

Анализ состояния атмосферы с помощью приземных и высотных карт погоды, а также данных вертикального зондирования убеждает в том, что атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. По горизонтали изменяются температура, влажность, облачность, запыленность, а также другие метеорологические ве-

личины. Однако эти изменения происходят неравномерно. Наблюдаются обширные области, в которых метеорологические величины изменяются по горизонтали сравнительно медленно, и узкие зоны, где эти изменения происходят значительно быстрее.

Большие объемы воздуха, сравнимые по своим горизонтальным размерам с размерами материков и океанов и обладающие определенными физическими свойствами, носят название *воздушных масс* (ВМ). Вертикальные размеры воздушных масс составляют, как правило, несколько километров; нередко они распространяются на всю тропосферу. Внутри одной и той же ВМ метеорологические величины также изменяются, но значительно медленнее, чем при переходе из одной ВМ в другую. Поэтому для каждой ВМ можно указать некоторые характерные значения метеорологических величин.

Переходные зоны между различными воздушными массами, в которых наблюдаются достаточно быстрые изменения метеорологических величин по горизонтали, называют *фронтальными зонами*.

Воздушные массы и фронтальные зоны — важнейшие для прогноза погоды объекты, поскольку вместе с ними происходит перенос физических свойств воздуха, который обуславливает изменение во времени метеорологических величин и погоды в целом. Применяемые в настоящее время в оперативной практике синоптические методы прогноза погоды в значительной степени основаны на учете движения воздушных масс и атмосферных фронтальных зон.

Различают теплые и холодные воздушные массы (ТМ и ХМ). Относительно теплой (или просто *теплой*) называется воздушная масса, температура которой на данном уровне выше температуры на том же уровне в соседней относительно холодной (или просто *холодной*) воздушной массе. Если теплая масса движется на более холодную подстилающую поверхность (например, с океана на материк зимой), то она под влиянием земной поверхности, как правило, охлаждается. При движении ХМ на более теплую подстилающую поверхность (например, с океана на материк летом или с материка на океан зимой) эта масса, как правило, прогревается.

Если воздушная масса длительное время находится над однородной подстилающей поверхностью, то она приобретает свойства, которые определяются свойствами этой поверхности и факторами географического характера (широта места, время года, приток солнечной радиации и др.). В связи с этим существует географическая классификация воздушных масс.

В зависимости от района формирования воздушные массы делят на следующие типы: а) арктический воздух (АВ); б) умеренный воздух (УВ), или воздух умеренных широт; в) тропический воздух (ТВ); г) экваториальный воздух.

Арктический воздух, как говорит само название, формируется в высоких широтах (в Арктике). По сравнению с другими воздушными массами АВ обладает наиболее низкой температурой и абсолютной влажностью, а также наибольшей прозрачностью. Тропический воздух формируется в субтропических широтах океанов и материков. Ему свойственны наиболее высокие температура и абсолютная влажность, а также наибольшая замутненность. Умеренный воздух, формирующийся в средних широтах, по своим физическим свойствам занимает промежуточное положение между АВ и ТВ.

Каждый из основных типов воздушных масс (АВ, УВ, ТВ) делит в свою очередь на морской (м) и континентальный (к) воздух в зависимости от того, над какой поверхностью (водой или сушей) формировалась и длительное время перемещалась воздушная масса до прихода в интересующий нас район. Таким образом, различают: мАВ и кАВ, мУВ и кУВ, мТВ и кТВ. Свойства морского и континентального воздуха различны. Большое влияние на свойства воздуха оказывает время года. Так, летом кУВ теплее мУВ, а зимой — наоборот.

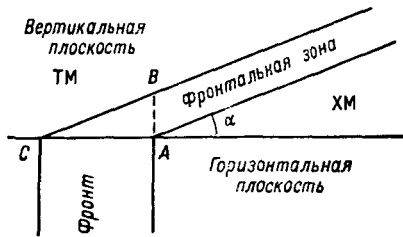


Рис. 2.3. Схема фронтальной зоны.

Фронтальные зоны в реальных условиях всегда представляют собой переходные зоны сравнительно малой толщины. На рис. 2.3 представлено сечение переходной зоны вертикальной и горизонтальной плоскостями.

Во фронтальной зоне метеорологические величины (температура, плотность, влажность, скорость ветра и др.) претерпевают резкое изменение; так, например, температура при переходе из ТМ в ХМ изменяется на несколько градусов (иногда до 10—15 °С).

Толщина по вертикали (АВ на рис. 2.3) фронтальной зоны составляет несколько сотен метров (реже до 1—2 км). Тангенс угла наклона α (называемый наклоном) фронтальной зоны, как правило, не превышает 1/50. Таким образом, фронтальные зоны наклонены под малым углом (в среднем 0,5°) к горизонту. Холодная масса, обладающая большей плотностью, всегда располагается под фронтальной зоной, а теплая — над ней.

Толщина фронтальной зоны значительно меньше горизонтальных размеров воздушных масс, поэтому при теоретических исследованиях ее рассматривают как поверхность. При таком подходе быстрое, но все же непрерывное изменение метеорологических величин во фронтальной зоне заменяется скачкообразным (разрывным) изменением на фронтальной поверхности. Исключение со-

ставляет давление, которое при переходе через фронтальную поверхность не терпит разрыва.

Линия пересечения фронтальной поверхности с какой-либо другой поверхностью (в частности, с поверхностью уровня моря) носит название *атмосферного фронта*. В реальных условиях фронт, как показывает рис. 2.3, всегда представляет собой зону конечной ширины. Из рис. 2.3 следует, что ширина фронта $AC = AB/\operatorname{tg} \alpha$. Полагая $AB = 0,5$ км, $\operatorname{tg} \alpha = 1/100$, найдем $AC = 50$ км. Таким образом, фронт имеет ширину в несколько десятков километров. Однако по сравнению с размерами воздушных масс ширина фронта мала. По этой причине на синоптических картах фронт изображают в виде линии (кривой).

Вместе с воздушными массами перемещаются фронтальные поверхности и фронты. В зависимости от направления движения различают теплые и холодные фронты. *Теплым фронтом (ТФ)* называют такой фронт, который смещается в сторону ХМ (на рис. 2.3 слева направо). При прохождении теплого фронта через пункт наблюдения происходит потепление: на смену ХМ приходит ТМ. *Холодные фронты (ХФ)*, согласно определению перемещаются в сторону ТМ (на рис. 2.3 справа налево).

5 Атмосферный озон

Трехатомный кислород O_3 , называемый озоном, несмотря на ничтожно малое количество его, играет важную роль в физических процессах, происходящих в верхних слоях (стратосфере и мезосфере). Озон наблюдается в слое от земной поверхности до высоты около 70 км, но его основное количество сосредоточено в слое 20—55 км. Общее содержание озона X в вертикальном столбе воздуха, если его привести к нормальному давлению (1013,2 гПа) при температуре 0°C колеблется от 1 до 6 мм. Величину X называют *приведенной толщиной слоя озона* или *общим количеством озона*.

Кроме этой характеристики содержания озона используются и другие. *Плотность озона* ρ_3 обычно выражают в мкг/м^3 ($1 \text{ мкг/м}^3 = 10^{-6} \text{ г/м}^3$). Парциальное давление озона p_3 чаще всего оценивают в миллипаскалях ($1 \text{ мПа} = 10^{-3} \text{ Па} = 10^{-5} \text{ гПа}$). Если ρ_3 выражено в мкг/м^3 , а p_3 — в миллипаскалях, то, согласно уравнению состояния,

$$p_3 = 1,7322 \cdot 10^{-4} \rho_3 T.$$

Поскольку температура воздуха в слое озона изменяется относительно мало, то p_3 практически прямо пропорционально ρ_3 . Отно-