

Стратификация и вертикальное равновесие насыщенного воздуха

Врублевский С. В.

Белорусский национальный технический университет

Введение

Воздух в тропосфере находится в состоянии постоянного перемешивания по вертикали. Это происходит из-за атмосферной турбулентности, включая и термическую конвекцию, обусловленную архимедовой силой.

Восходящий воздух адиабатически охлаждается на 1° на 100 м, пока он не насыщен, и на несколько десятых долей градуса на 100 м, когда он достиг состояния насыщения. Опускающийся воздух, напротив, нагревается на 1° на каждые 100 м спуска. В результате подъема объемов вверх и опускания других вниз в процессе перемешивания устанавливается такое тепловое состояние при котором наступает конвективное равновесие. Тропосфера в среднем очень близка к такому состоянию.

1. Стратификация атмосферы

Стратификация атмосферы (*от лат. stratum — слой и facio — делаю*) - распределение температуры воздуха по высоте, характеризуемое вертикальным градиентом температуры γ [$1^\circ/100\text{ м}$]. В тропосфере температура падает с высотой в среднем на $0,6^\circ$ на каждые 100 м, т. е. $\gamma=0,6^\circ/100\text{ м}$. Но в каждый отдельный момент γ может отклоняться от этой средней величины, по-разному над каждым местом и в каждом слое тропосферы, причём иногда весьма значительно. Так, в жаркий летний день в приземном слое воздух над почвой нагревается и γ сильно возрастает. Ночью почва выхолаживается благодаря излучению, температура воздуха уменьшается и иногда настолько, что падение температуры с высотой заменяется возрастанием (приземная инверсия температуры), т. е. γ меняет знак. В свободной атмосфере также

обнаруживаются различные значения γ — от 1° на 100 мили несколько выше до сильных инверсий в отдельных слоях. В стратосфере значения γ малы или отрицательны.

От стратификации атмосферы зависит устойчивость по отношению к вертикальным перемещениям воздуха. Воздух, поднимаясь вверх, охлаждается по определённому закону: сухой или ненасыщенный воздух — в максимальной степени — почти на 1° на каждые 100 м подъёма; насыщенный воздух — на меньшую величину (несколько десятых долей градуса на 100 м), т.к. происходит выделение скрытого тепла при конденсации находящегося в воздухе водяного пара. Нисходящий воздух аналогичным образом нагревается. Восходящий воздух будет подниматься по закону Архимеда до тех пор, пока окружающая атмосфера остаётся холоднее его; если он попадает в слой атмосферы более тёплый, чем он сам, восходящее движение прекращается. Нисходящий воздух опускается лишь до тех пор, пока его температура, повышаясь, не выравняется с температурой окружающей атмосферы. Таким образом, чем сильнее падение температуры в окружающей атмосфере (т. е. при больших значениях γ), тем интенсивнее конвекция, турбулентное движение и скольжение тёплого воздуха на фронтах атмосферных. Будет ли воздух двигаться вверх или вниз — между ним и окружающей атмосферой будет сохраняться разность температур, поддерживающая или усиливающая вертикальное движение. Стратификация атмосферы в этом случае называется неустойчивой. Напротив, при малых вертикальных градиентах или при инверсиях температуры вертикально движущийся воздух быстро выравнивает свою температуру с температурой окружающей атмосферы и вертикальные движения затухают. Стратификация атмосферы в этом случае называется устойчивой. [2]

Неустойчивая стратификация атмосферы — необходимое условие для развития облаков конвекции (кучевых и кучево-дождевых) и усиления фронтальной облачности. При устойчивой стратификации преобладает ясное небо или развивается слоистая облачность под слоями инверсий. В стратосфере при неизменности температуры с высотой или при инверсиях стратификация атмосферы всегда очень устойчива; поэтому конвекция там отсутствует, а турбулентность слаба.

2. Условия равновесия атмосферы

Температура воздуха с высотой, как правило, понижается. Это происходит потому, что воздух нагревается в тропосфере от поверхности Земли. В среднем на каждые 100 метров поднятия температура воздуха понижается на $0,6^\circ$, или на 6° на 1 километр. Это изменение температуры называется **вертикальным градиентом температуры**. В умеренных широтах вертикальный градиент температуры изменяется в зависимости от времени года, суток, характера атмосферных процессов и других факторов. При сильном нагреве приземного слоя воздуха величина вертикального градиента температуры превышает даже 1° С. При сильном охлаждении поверхности Земли и прилегающего слоя воздуха вместо понижения наблюдается повышение температуры с высотой, то есть возникает *инверсия температуры*. Мощные инверсии наблюдаются зимой в Сибири, особенно в Якутии, где преобладает ясная и тихая погода, способствующая охлаждению приземного слоя воздуха. Здесь инверсии температуры очень часто распространяются до высоты 1—2 километров, а разность между температурой воздуха у поверхности Земли и на верхней границе инверсии нередко составляет $20\text{—}25^\circ$.

Инверсии характерны и для центральных районов Антарктиды. Зимой они бывают в Европе, особенно в восточной ее части, в Канаде и других районах.

Изменение температуры воздуха с высотой происходит не только в связи с отдачей тепла подстилающей поверхностью, но и за счет внутренней энергии, благодаря изменению давления воздуха. Эта энергия затрачивается на преодоление сопротивления окружающей среды при подъеме или опускании воздуха.

Поднимающийся воздух, попадая в разреженную среду, расширяется, происходит его охлаждение, а опускающийся, наоборот, благодаря сжатию нагревается. Такое изменение температуры за счет внутренней энергии, без притока и отдачи тепла, называется **адиабатическим**. Адиабатические изменения температуры происходят по *сухоадиабатическому и влажноадиабатическому* законам.

Соответственно различают и вертикальные градиенты изменения температуры с высотой. **Сухоадиабатический градиент** — это изменение температуры сухого или влажного

ненасыщенного воздуха на 1°C на каждые 100 метров поднятия или опускания, а **влажноадиабатический градиент** — это понижение температуры влажного насыщенного воздуха меньше чем на 1°C на каждые 100 метров поднятия.

Подъем сухого или влажного ненасыщенного воздуха, по сухоадиабатическому закону, происходит до тех пор, пока он не достигнет состояния насыщения, то есть уровня конденсации водяного пара. Выше этого уровня начинает выделяться скрытая теплота парообразования, которая идет на нагревание воздуха. Это дополнительное тепло уменьшает величину охлаждения воздуха при подъеме. Дальнейшее поднятие насыщенного воздуха происходит уже по влажноадиабатическому закону, и температура его понижается уже не на 1°C на каждые 100 метров, а меньше. Так как влагосодержание воздуха зависит от его температуры, то, чем выше температура, тем больше выделяется тепла при конденсации, а чем ниже температура, тем тепла меньше. Поэтому влажноадиабатический градиент в теплом воздухе меньше, чем в холодном. [1]

В теплое время года **вертикальный градиент температуры** в среднем равен $0,6\text{—}0,7^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 метров поднятия. Зная температуру у поверхности Земли, можно вычислить приближенные значения температуры на различных высотах. Если, например, у поверхности Земли температура воздуха равна $+28^{\circ}\text{C}$, то, приняв, что *вертикальный градиент температуры* в среднем равен $0,7^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 метров, или 7°C на каждый километр, получим, что на высоте четырех километров температура равна 0°C . Температурный градиент зимой в средних широтах над сушей редко превышает $0,4\text{—}0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 метров. Нередки случаи, когда в отдельных слоях воздуха температура с высотой почти не изменяется, то есть имеет место изотермия. По величине вертикального градиента температуры воздуха можно судить о характере равновесия атмосферы (устойчивое или неустойчивое). Для определения состояния устойчивости атмосферы используется специальная диаграмма.

Устойчивое равновесие бывает, когда вертикальный градиент температуры сухого или ненасыщенного воздуха меньше *сухоадиабатического*, а *вертикальный градиент температуры* насыщенного воздуха меньше *влажноадиабатического*. Если при

этом условии небольшой объем ненасыщенного воздуха воздействием извне поднять на некоторую высоту, то, как только прекратится действие внешней силы, этот объем воздуха возвратится в прежнее положение. Происходит это потому, что поднятый объем воздуха, затратив внутреннюю энергию на свое расширение, при подъеме охладился на 1°C на каждые 100 метров по сухоадиабатическому закону. Но поскольку вертикальный градиент температуры окружающей среды был меньше сухоадиабатического, температура поднятого объема воздуха на данной высоте оказалась ниже температуры окружающего воздуха. Будучи более холодным, а следовательно, и более плотным по сравнению с окружающим воздухом, поднятый объем будет стремиться опуститься, пока не достигнет первоначального уровня, где его температура и температура окружающей среды были одинаковы.

Аналогичный процесс происходит и при подъеме насыщенного воздуха, если *вертикальный градиент температуры* окружающей среды меньше влажноадиабатического. Поэтому при устойчивом состоянии атмосферы в однородной массе воздуха не происходит бурного образования кучевых и кучево-дождевых облаков.

Наиболее устойчивое состояние атмосферы наблюдается при небольших величинах вертикального градиента температуры, особенно при инверсиях, так как в этом случае над нижним холодным, а следовательно и более тяжелым воздухом располагается более теплый и легкий воздух. Для неустойчивого состояния атмосферы характерны вертикальные градиенты температуры более 1°C на каждые 100 метров, что вызывается нагреванием нижних слоев воздуха от перегретой поверхности земли. При этом прогретые внизу массы воздуха устремляются вверх. При неустойчивом равновесии атмосферы поднимающийся с поверхности Земли воздух не возвращается в первоначальное положение, а сохраняет стремление двигаться вверх до уровня, на котором температура его выравняется с температурой окружающей среды. При устойчивом состоянии атмосферы и достаточной влажности происходит образование слоистой облачности и тумана, а при неустойчивом состоянии атмосферы и большом влагосодержании ее возникает термическая конвекция, то есть интенсивный подъем воздуха вследствие перегрева его вблизи

поверхности Земли. В этих случаях происходит образование кучевых и кучево-дождевых облаков. С состоянием неустойчивости атмосферы связано образование ливней, гроз, града, малых вихрей, шквалов.

Неустойчивость атмосферы обычно бывает летом после полудня, когда нагреваются близкие к земной поверхности слои воздуха. Поэтому ливневые дожди, шквалы и подобные явления чаще наблюдаются после полудня, когда вследствие развивающейся неустойчивости возникают сильные восходящие и нисходящие движения воздуха. По этой причине самолеты, летающие днем на высоте 2—5 километров над поверхностью Земли, больше подвергаются болтанке, чем при ночном полете, когда вследствие охлаждения приземного слоя воздуха устойчивость его увеличивается. [3]

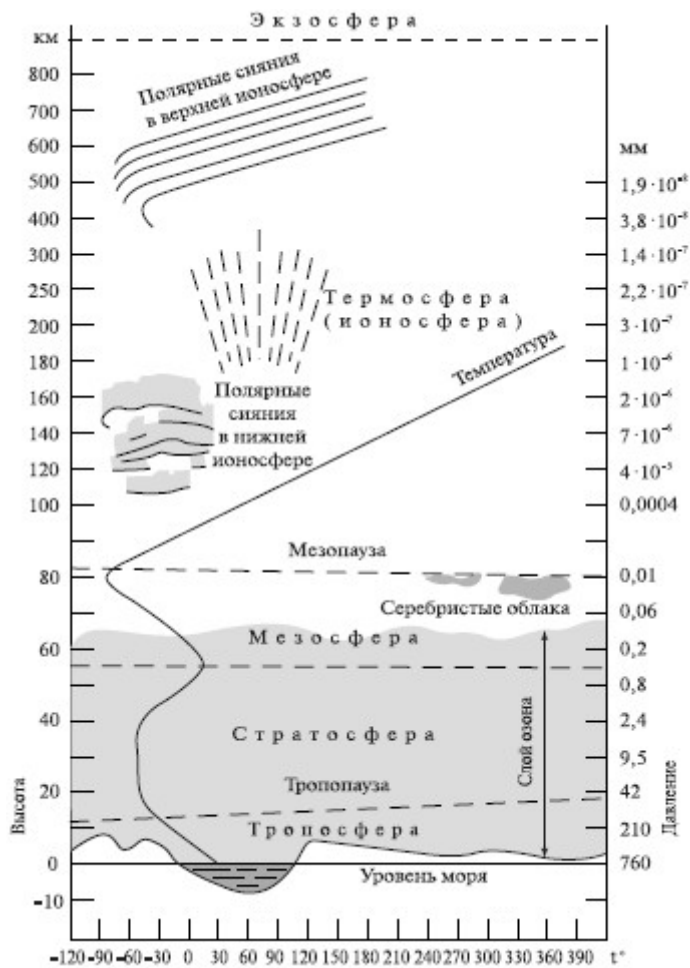


Рис.1- Вертикальный разрез атмосферы(стратификация атмосферы)

Заключение

Роль атмосферы в жизни нашей планеты исключительно велика. Без нее Земля была бы мертва. Атмосфера предохраняет поверхность Земли от сильного нагревания и охлаждения. Ее влияние можно уподобить роли стекла в парниках: пропускать солнечные лучи и препятствовать отдаче тепла.

Атмосфера предохраняет живые организмы от коротковолновой и корпускулярной радиации Солнца. Атмосфера – среда, где происходят погодные явления, с которыми связана вся человеческая деятельность. Изучение этой оболочки производится на метеорологических станциях. Днем и ночью, в любую погоду метеорологи ведут наблюдения за состоянием нижнего слоя атмосферы. Четыре раза в сутки, а на многих станциях ежедневно измеряют температуру, давление, влажность воздуха, отмечают облачность, направление и скорость ветра, количество осадков, электрические и звуковые явления в атмосфере. Метеорологические станции расположены всюду: в Антарктиде и во влажных тропических лесах, на высоких горах и на необозримых просторах тундры. Ведутся наблюдения и на океанах со специально построенных кораблей.

С 30-х гг. XX в. начались наблюдения в свободной атмосфере. Стали запускать радиозонды, которые поднимаются на высоту 25–35 км, и при помощи радиоаппаратуры передают на Землю сведения о температуре, давлении, влажности воздуха и скорости ветра. В наше время широко используют также метеорологические ракеты и спутники. Последние имеют телевизионные установки, передающие изображение земной поверхности и облаков.

Литература

1. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник-5-е изд., перераб. И доп. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.
2. Краткая географическая энциклопедия, Том 1/Гл.ред. Григорьев А.А. М.: Советская энциклопедия - 1960, с.564
3. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1969-645с