

Источники энергии. Процессы, протекающие в А. в., и изменения её параметров обусловлены поглощением изменяющихся во времени потоков разл. видов энергии. Главным из них является поток УФ-излучения Солнца, сосредоточенный в области длин волн λ короче 290—300 нм и несущий около 1% полной энергии Солнца. Ост. доля этого излучения с $\lambda=240$ —300 нм проникает до высот 20—40 км, где поглощается озоном, вызывая его диссоциацию. Б. ч. энергии излучения с длинами волн $\lambda=200$ —240 нм и $\lambda=140$ —170 нм поглощается на высотах 80—100 км, вызывая диссоциацию O_2 . Излучение с λ короче 100 нм (т. н. жёсткое УФ- и рентгеновское излучение) понижает А. в., производя первичную ионизацию. Оно служит источником фотоэлектронов и вызывает процессы, создающие вторичные ионы и электроны, диссоциацию молекул и возбуждение частиц, а также разогрев А. в. выше 100 км. Поток ионизирующего излучения, к-рый образуется в короне и хромосфере Солнца, равен на границе земной атмосферы 3—10 эрг/см²·с, составляя $(0,3-1) \cdot 10^{-6}$ от полного потока излучения Солнца. Это самая активная часть солнечного излучения, и гл. обр. через её вариации осуществляется влияние на А. в. солнечной активности. Интенсивность потока излучения может изменяться в течение солнечного цикла в 3 раза, а в период солнечных вспышек кратковременно увеличивается до 1,5 раза.

Со стороны Земли в А. в. поступают потоки эл.-магн. ДВ-излучения, к-рые представляют собой преобразованные поверхностью Земли и нижней атмосферой потоки солнечного излучения в видимой и ИК-областях. В А. в. поглощается также энергия приливов, к-рые возбуждаются в озоновом слое на высотах 30—70 км солнечным УФ-излучением ($\lambda > 200$ нм), распространяющихся из тропосферы акустич. и гравитац. волн.

Важным источником энергии в А. в. является *солнечный ветер*. Механизмы преобразования энергии солнечного ветра в энергию А. в. весьма сложны и охватывают цепочку взаимодействий солнечный ветер — магнитосфера — ионосфера — А. в. Неоднородности приходящей к Земле плазмы солнечного ветра вызывают *магнитные бури*, *полярные сияния*, нарушения ионосферной радиосвязи и др. Из космоса приходят в А. в. космич. лучи и метеоры, также приносящие энергию и приводящие к хим. превращениям. Существуют активные зоны в А. в., в к-рых происходит превращение одних видов энергии в другие, благодаря чему энергия легко переносится на большие расстояния. Таковы, напр., зоны полярных сияний или *радиационные пояса*, из к-рых в периоды магн. бурь высылаются потоки заряж. частиц.

Протяжённость и температура нейтральной верхней атмосферы. Положение веш. границы А. в. Земли установлено менее чётко, чем нижней, и зависит от множества неопределённых факторов. Для нейтральной атмосферы эта граница является чисто условной. На высоте неск. тысяч км преобладающая компонента А. в. — атомарный водород. При темп-ре экзосферы 1500 К концентрация атомов водорода 10^2 см⁻³ (условная граница) должна наблюдаться на расстоянии 1500 км от центра Земли. Протяжённость А. в. для полярн. компоненты — до 10 радиусов Земли в направлении на Солнце и ещё большая в антисолнечном направлении. Распределение темп-ры с высотой носит сложный характер (рис. 1). Падение темп-ры с высотой в тропосфере определяется тем, что эта область излучает энергии больше, чем поглощает. Рост темп-ры с высотой в стратосфере и падение в мезосфере определяются в осн. балансом между поглощением УФ-излучения Солнца озоном в полосе Хартли (210—290 нм) и излучением CO_2 в полосе 15 мкм. Выше 90 км темп-ра растёт с высотой и её изменение определяется гл. обр. балансом между нагревом УФ-излучением Солнца с $\lambda < 100$ нм и в континууме Шумана—Рунге (135—175 нм) и отводом тепла молекулярной и турбулентной теплопроводностью вниз. Однако здесь, как и ниже, значит. роль

в распределении темп-ры играют ветер и вертик. движения. Очевидно, в мезосфере и нижней термосфере над зимним полушарием существуют нисходящие движения, приводящие к адиабатич. нагреву при сжатии, а в летнем полушарии — восходящие движения, приводящие к адиабатич. охлаждению газа. Этим можно объяснить тот факт, что зимняя мезосфера (в районе

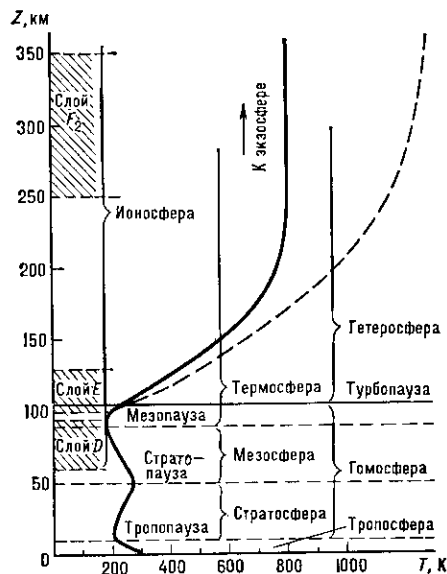


Рис. 1. Структура атмосферы в соответствии с особенностями изменения среднесуточной темп-ры для низкого (сплошная линия) и высокого (пунктир) уровней солнечной активности.

мезопаузы) значительно теплее летней, в отличие от стратосферы, к-рая летом теплее, чем зимой.

Выше 200 км темп-ра в летнем полушарии выше, чем в зимнем, что определяется в осн. большей длительностью дня летом, чем зимой. Во всей термосфере имеются сильные суточные вариации темп-ры. Как ср.-суточные значения темп-ры, так и амплитуды суточных вариаций растут с высотой, выходя для данного часа на пост. значение выше 300 км. Вместе с суточными вариациями темп-ры наблюдаются большие, систематически растущие с высотой вариации давления и плотности. Ср.-суточные темп-ры, так же как и её приливные вариации, выше в период высокой солнечной активности. Амплитуда термич. прилива максимальна в подсолнечной и в антиподсолнечной точках и спадает к полюсам. В высоких широтах в нижней термосфере наблюдаются сильные токи, обусловленные электрич. полями, возникающими в магнитосфере и переносимыми в ионосферу. Джоулев нагрев этими токами (а также выделение тепла при выпадении энергичных частиц) оказывает существ. влияние на глобальное распределение темп-ры. Особенно сильны влияния токов в период магн. бурь. Перераспределение темп-р при этом сопровождается резкими перестройками термосферной циркуляции и скорости ветра могут достигать величины 600 м/с на высотах более 120 км.

Химический состав. С высотой абс. концентрация частиц уменьшается и изменяется соотношение N_2 , O_2 и примесей, наблюдаемых в ниж. части атмосферы. На состав химически не взаимодействующих газов А. в. влияет соотношение между турбулентным и молекулярным (тепловым) перемешиваниями. До высоты 100 км преобладает интенсивное турбулентное перемешивание, безразличное к молекулярному весу отдельных составляющих, поэтому относит. состав в этой области постоянен. В силу этого область атмосферы до 100—110 км наз. гомосферой, т. е. однородной по составу. Выше этого уровня начинает преобладать молекулярное перемешивание и каждый газовый компонент стремится к высотному распределению, определяемому *барометрической формулой* с молекулярным весом этого компо-