

0,52 см (толщина слоя озона при наземном давлении и темп-ре). Наблюдаются увеличение содержания  $O_3$  от экватора к полюсам и годовой ход с минимумом осенью и максимумом весной. Существ. переменной компонентой А. является углекислый газ, изменчивость содержания к-рого связана с жизнедеятельностью растений, индустриальными загрязнениями и растворимостью в морской воде (газообмен между океаном и А.).

Одной из наиболее оптически активных компонент является атм. аэрозоль — взвешенные в воздухе твердые и жидкие частицы размерами от неск. нм до неск. десятков мкм. Аэрозоль наблюдается как в тропосфере, так и в верхних слоях А., попадая в неё с земной поверхности в результате индустриальных загрязнений, вулканич. извержений, а также из космоса. Концентрация аэрозоля быстро убывает с высотой, причём на этот ход накладываются многочисленные вторичные максимумы, связанные с существованием аэрозольных слоёв.

**Радиационный, тепловой и водный балансы атмосферы.** Практически единств. источником энергии для всех физ. процессов, развивающихся в А., является солнечная радиация. Гл. особенностью радиац. режима А. — т. н. п а р н и к о в ы й э ф ф е к т: А. слабо поглощает солнечную КВ-радиацию, к-рая б. ч. достигает земной поверхности, но задерживает тепловое ДВ-излучение земной поверхности, значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космич. пространство и повышая её темп-ру.

Приходящая солнечная радиация частично поглощается в А. гл. обр. водяным паром, углекислым газом, озоном и аэрозолями, а также рассеивается на частицах аэрозоля и на флуктуациях плотности А. Прямая и рассеянная солнечная радиация составляет суммарную радиацию, к-рая, достигая земной поверхности, частично отражается от неё. Величина отражённой радиации определяется отражат. способностью подстилающей поверхности, т. н. *альбедо*. За счёт поглощённой радиации земная поверхность нагревается и становится источником собств. ДВ-излучения, направленного к А. В свою очередь, А. также излучает ДВ-радиацию, направленную к земной поверхности (т. н. *противоположное ДВ-излучение* А.) и в мировое пространство. Радиационно-тепловой обмен между земной поверхностью и А. определяется эфф. излучением — разностью между собственным излучением поверхности Земли и поглощённым ею противоположным А. Разность между КВ-радиацией, поглощённой земной поверхностью, и эфф. излучением наз. *радиационным балансом*.

Преобразования энергии солнечной радиации после её поглощения земной поверхностью и А. составляют тепловой баланс Земли. Гл. источник теплоты для А. — земная поверхность, поглощающая осн. долю солнечной радиации. Поскольку поглощение солнечной радиации в А. меньше потери теплоты из А. в мировое пространство ДВ-излучением, радиац. расход теплоты восполняется её притоком к А. от земной поверхности в форме турбулентного теплообмена и приходом в результате конденсации водяного пара в А. Т. к. итоговая величина конденсации во всей А. равна кол-ву выпадающих осадков, а также величине испарения с земной поверхности, приход конденсац. теплоты в А. численно равен её затрате на испарение с поверхности Земли. Поток солнечной энергии за единицу времени через площадку единичного размера, перпендикулярную солнечным лучам и расположенную вне А. на ср. расстоянии Земли от Солнца (т. н. *солнечная постоянная*), по совр. данным, равен  $1367 \text{ Вт/м}^2$ . Значение солнечной радиации, поглощённой Землёй как планетой, равно  $237 \text{ Вт/м}^2$ . Из этого кол-ва  $157 \text{ Вт/м}^2$  поглощается земной поверхностью,  $80 \text{ Вт/м}^2$  — А. Радиационно-тепловой баланс земной поверхности равен  $105 \text{ Вт/м}^2$ , эфф. излучение с земной поверхности, соответствующее разности поглощённой радиации и радиац. баланса, составляет  $52 \text{ Вт/м}^2$ .

Энергия радиац. баланса расходуется на испарение воды ( $88 \text{ Вт/м}^2$ ) и турбулентный теплообмен земной поверхности с А. ( $17 \text{ Вт/м}^2$ ). А. получает тепловую энергию из трёх источников: поглощённой КВ-радиации ( $80 \text{ Вт/м}^2$ ), прихода теплоты от конденсации водяного пара ( $88 \text{ Вт/м}^2$ ), турбулентного потока теплоты от земной поверхности ( $17 \text{ Вт/м}^2$ ). Сумма этих значений равна потере теплоты А. на ДВ-излучение в мировое пространство ( $185 \text{ Вт/м}^2$ ). Нек-рая часть энергии солнечной радиации затрачивается на поддержание общей циркуляции А. и на др. атм. процессы, однако эта часть незначительна по сравнению с осн. составляющими теплового баланса.

**Водный баланс А.** в целом соответствует равенству кол-ва осадков, выпадающих на земную поверхность, и кол-ва влаги, испарившейся с поверхности Земли. Каждая из этих величин равна  $113 \text{ см/год}$ . А. над континентами ежегодно теряет кол-во воды, выпадающей в виде осадков, равное  $80 \text{ см/год}$ , и получает образованный испарением водяной пар в кол-ве  $48,5 \text{ см/год}$ . А. над океанами соотв. теряет  $127 \text{ см/год}$  и получает  $140 \text{ см/год}$ . Избыток водяного пара, образованный испарением с океанов, переносится с океанов на континенты воздушными течениями. Величина его равна для поверхности континентов  $31,5 \text{ см/год}$ , для поверхности океана —  $13 \text{ см/год}$ . Перенос водяного пара в А. с океанов на континенты численно равен значению стока рек, впадающих в океаны.

**Движение воздуха.** Нагревание А. в разных частях Земли неодинаково. Особенно большие контрасты темп-ры у поверхности Земли существуют между экватором и полюсами из-за различия прихода солнечной энергии на разных широтах. Наряду с этим на распределение темп-ры влияет расположение континентов и океанов. Из-за высоких теплоёмкости и теплопроводности океанич. вод океаны значительно ослабляют колебания темп-ры, к-рые возникают в результате изменений прихода солнечной радиации в течение года. В связи с этим в средних и высоких широтах темп-ра воздуха над океанами летом заметно ниже, чем над континентами, а зимой — выше.

Неодинаковое нагревание А. способствует развитию общей *циркуляции атмосферы*, тесно связанной с распределением атм. давления. На уровне моря распределение давления характеризуется относительно низким значением вблизи экватора, увеличением в субтропиках (пояса высокого давления) и понижением в средних и высоких широтах. При этом над материками внутр. широт давление зимой обычно повышается, а летом понижено. Под действием градиента давления воздух испытывает ускорение, направленное от высокого давления к низкому. Одновр. с возникновением движения воздуха на него начинают действовать отклоняющая сила вращения Земли (*Кориолиса сила*), сила трения, к-рая убывает с высотой, а при криволинейных траекториях и *центробежная сила*.

С планетарным распределением давления связана сложная система воздушных течений. Нек-рые из них сравнительно устойчивы, а другие постоянно изменяются в пространстве и во времени. К устойчивым воздушным течениям относятся пассаты, к-рые направлены от субтропич. широт обоих полушарий к экватору. Сравнительно устойчивы также муссоны — возд. течения, возникающие между океаном и материком и имеющие сезонный характер. В ср. широтах преобладают возд. течения зап. направления (с З. на В.), в к-рых возникают крупные вихри — *циклоны* и *антициклоны*, обычно простирающиеся на сотни и тысячи км. Циклоны наблюдаются и в тропич. широтах, где они отличаются меньшими размерами, но особенно большими скоростями ветра, часто достигающими силы урагана (т. н. тропич. циклоны). В верх. тропосфере и ниж. стратосфере часто возникают сравнительно узкие (в сотни км шириной) *струйные течения*, с резко очерченными границами,