

нента. Выше примерно 140 км можно считать, что каждый компонент газа распределён по своей барометрич. ф-ле. Состав атмосферы здесь меняется с высотой, и эта область изменения состава наз. г е т е р о с ф е р о й. Атомный кислород в области своего максимума на высоте 95 км составляет долю менее 0,1%, а выше 200 км он становится преобладающей компонентой. Выше 1000 км его сменяет гелий, выше 5000 км преобладает водород. Аналогичная картина наблюдается для положит. ионов: ниже 170 км преобладают молекулярные ионы NO^+ и O_2^+ , в области 170—1000 км — ион O^+ , а выше 1000 км — ион H^+ . Указанные границы соответствуют лишь нек-рым ср. условиям, на самом деле они несколько изменяются с временем суток, сезоном, широтой и уровнем солнечной активности. В частности, из-за значит. сезонных и широтных вариаций гелия (в десятки раз) указанное для него преобладание наблюдается гл. обр. в зимний сезон на ср. широтах.

Граница между гомосферой и гетеросферой наз. т у р б о п а у з о й, поскольку ранее предполагали, что именно здесь коэф. турбулентного и молекулярного перемешивания равны по величине. Ныне стало ясно, что уровень турбопаузы, т. е. границы, где начинает меняться состав А. в., зависит также от движений, прежде всего вертикальных. Для химически взаимодействующих газов распределение их концентрации определяется относит. ролью скоростей хим. реакций и дивергенции их потоков (молекулярного, турбулентного, конвективного). Характерен в этом отношении атомный кислород O , концентрация которого имеет максимум между 80 и 100 км. Ниже максимума распределение концентрации O определяется из условий хим. равновесия, а выше максимума — стремится к барометрич. распределению.

В отличие от O_2 , у N_2 не происходит сильной диссоциации под действием солнечного излучения, поэтому в целом атомного азота N в А. в. много меньше, чем атомного кислорода. Максимум слоя атомного азота днём находится на высоте ок. 250 км. Несмотря на низкую концентрацию, атомный азот играет важную роль в аэрономич. процессах, особенно в области максимума слоя. Напр., концентрация ионов N^+ составляет примерно 0,1 от концентрации осн. иона O^+ в области F_2 и во внеш. ионосфере.

К области высот 500—600 км концентрация нейтральных частиц уменьшается до 10^6 — 10^7 см⁻³, т. е. настолько, что столкновения между нейтральными частицами становятся редкими. Эта область термосферы наз. экзосферой или г е о к о р о й. В экзосфере частицы с очень большими скоростями способны преодолеть земное притяжение и покинуть Землю (убегающие или диссипирующие частицы). Это происходит прежде всего с атомами водорода.

Динамика верхней атмосферы. А. в. находится в непрерывном движении. Осн. типы движений: ср.-суточная циркуляция, как зональная, так и меридиональная; термич. и гравитац. прилив с суточными и полусуточными модами; внутр. гравитац. и акустич. волны; турбулентность. Ниже 80 км ср.-суточный ветер (иногда наз. преобладающим) — западный (дует с запада на восток) в зимнем полушарии с максимумом в средних широтах на высоте 60 км и достигающий значения 80 м/с, и восточный — в летнем полушарии с максимумом в средних широтах на высоте 70 км и достигающий 60 м/с.

Выше 200 км ср.-суточный ветер имеет такой же сезонный ход, но его величины несколько меньше (в спокойных геомагн. условиях). Очевидно, начиная со 100 км и несколько выше существует слой обратной циркуляции — восточной зимой и западной летом. Выше 140—160 км образуются глобальные ячейки циркуляции, различные в солнцестояние (рис. 2а) и равноденствие (рис. 2б). Обратная ячейка в зимнем полушарии обусловлена действием высокоширотного источника

нагрева. Т. н. метеорная зона 75—105 км с центром на 95 км находится как раз на границе слоёв с разной циркуляцией. Дрейфы метеорных следов показывают здесь полугодовой сезонный ход: в течение года — западный ветер, но в период равноденствий наблюдается обращение ветра на восточный или резкое ослабление западного ветра.

Благодаря суточной смене нагрева и охлаждения А. в. расширяется и сжимается с суточным периодом,

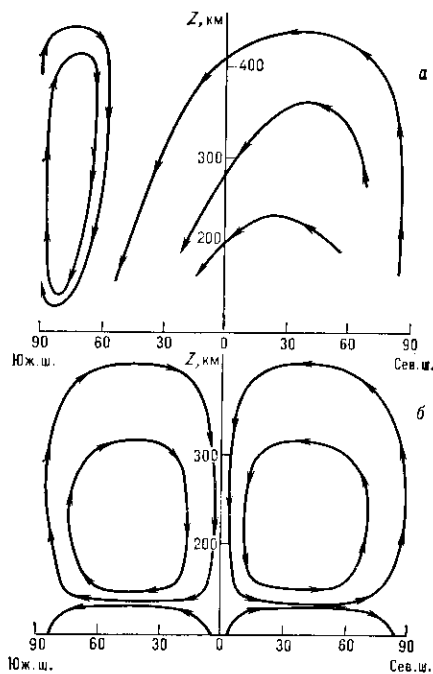


Рис. 2. Схема циркуляции в гетеросфере (меридиональный разрез): а — в период солнцестояния; б — в период равноденствия.

возбуждая приливные волны, к-рые приводят в движение А. в. в горизонтальном направлении. Суточные вариации ветра нарастают по амплитуде от 10—30 м/с на высоте 95 км до 100—150 м/с на высотах более 200 км. Для наблюдателя, находящегося вне Земли, картина суточных вариаций ветра здесь выглядит так, как если бы воздух растекался от подсолнечной точки и устремлялся через полюсы к антиподсолнечной. В области высот 100—200 км преобладает полусуточная мода приливного ветра, обязанная своим происхождением распространению прилива из стратосферы и мезосферы (термич. прилив вызван поглощением УФ-излучения Солнца озоном). Важную роль в динамике термосферы играют столкновения нейтральных частиц с заряженными, концентрация к-рых с высотой падает значительно медленнее нейтральных. Заряж. частицы из-за геомагн. поля не могут двигаться поперёк магн. силовых линий. Поэтому трение нейтральных частиц о заряженные, как бы привязанных к магн. силовым линиям, играет очень большую роль, определяя одну из гл. гидродинамич. сил здесь — ионное трение.

Зимой в гомосфере наблюдаются стоячие планетарные волны масштаба полушария до высоты 80 км (возможно, и выше), распространяющиеся от неоднородностей земной поверхности. Обнаруживаемые на высотах 80—120 км гравитац. волны (с периодами от 8 мин до неск. часов) хотя бы частично обязаны своим появлением источникам, находящимся в тропосфере (атм. фронты, струйные течения). Природа наблюдаемой в мезосфере и ниж. термосфере турбулентности ныне не имеет последоват. объяснения. Всего вероятнее, она обязана своим происхождением нелинейному разрушению внутр. гравитац. волн, распространяющихся снизу.

Другие явления в верхней атмосфере. Под действием солнечного и корпускулярных излучений в А. в. обра-