

Для Т. и нечёрных тел справедлив *Кирхгофа закон излучения*, связывающий их испускание и поглощение, способность с испусканием, способностью абсолютно чёрного тела.

При наличии ЛТР, применяя законы излучения Кирхгофа и Планка к испусканию и поглощению Т. и, в газах и плазме, можно изучать процессы переноса излучения. Такое рассмотрение широко используется в астрофизике, в частности в теории звёздных атмосфер.

Лит.: Планк М., Теория теплового излучения, пер. с нем., Л.—М., 1935; Ельясевич М. А., Атомная и молекулярная спектроскопия, М., 1962; Соболев В. В., Курс теоретической астрофизики, 3 изд., М., 1985.

М. А. Ельясевич.

**ТЕПЛОБООЕ РАВНОВЕСИЕ**—см. *Равновесие термодинамическое*.

**ТЕПЛОБООЕ РАСШИРЕНИЕ**—изменение размеров тела при нагревании. Т. р. при пост. давлении  $p$  количественно характеризуется изобарным коэф. расширения (коэф. объёмного Т. р.)  $\alpha = V^{-1}(dV/dT)_p$ , где  $V$ —объём тела (твёрдого, жидкого или газообразного). Практически значение  $\alpha$  определяется ф-лой

$$\alpha = \frac{V' - V}{V(T' - T)},$$

где  $V'$  и  $V$ —объём тела при темп-рах  $T'$  и  $T$  соответственно ( $T' > T$ ). Для твёрдых тел, наряду с  $\alpha$ , вводят коэф. линейного Т. р.

$$\alpha_n = l^{-1}(dl/dT)_p,$$

где  $l$ —нач. длина тела вдоль выбранного направления. В общем случае анизотропных тел  $\alpha = \alpha_x + \alpha_y + \alpha_z$ , причём различие или равенство линейного коэф. Т. р.  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$ ,  $\alpha_z$  вдоль кристаллографич. осей  $x$ ,  $y$ ,  $z$  определяется симметрией кристалла. Напр., для кристаллов с кубич. структурой, так же, как и для изотропных тел,  $\alpha_x = \alpha_y = \alpha_z = \alpha$ , и  $\alpha \approx 3\alpha_n$ .

Для большинства тел  $\alpha > 0$ , но существуют исключения. Напр., вода при нагреве от 0 до 4 °С при атм. давлении сжимается ( $\alpha < 0$ ). Зависимость  $\alpha$  от  $T$  наиб. заметна у газов (для идеального газа  $\alpha = 1/T$ ), у жидкостей она проявляется слабее. У нек-рых твёрдых тел (кварца, инвара и др.) коэф.  $\alpha$  мал и практически постоянен в широком интервале  $T$ . При  $T \rightarrow 0$  коэф.  $\alpha \rightarrow 0$ .

Т. р. газов обусловлено увеличением кинетич. энергии частиц газа при его нагреве и совершением за счёт этой энергии работы против сил внутр. давления. У твёрдых тел и жидкостей Т. р. связано с несимметричностью (ангармонизмом) тепловых колебаний атомов, благодаря чему межатомные расстояния с ростом  $T$  увеличиваются (см. *Колебания кристаллической решётки*). Эксперим. определение  $\alpha$  и  $\alpha_n$  осуществляется методами дилатометрии. Т. р. тел учитывается при конструировании приборов, машин и установок, работающих в переменных температурных условиях.

Лит.: Гиршфельдер Дж., Кертисс Ч., Берд Р., Молекулярная теория газов и жидкостей, пер. с англ., М., 1961; Новикова С. И., Тепловое расширение твёрдых тел, М., 1974.

**ТЕПЛОВЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ**—соотношение прихода и расхода энергии в атмосфере Земли. Т. б. а. является составляющей *теплового баланса Земли*. Спецификой Т. б. а. является многослойность, к-рая обеспечивает сложное распределение (стратификацию) темп-ры в атмосфере Земли (см. также *Атмосфера верхняя*).

Приходящее на верх. границу атмосферы ( $H \sim 1000$  км над поверхностью Земли) излучение Солнца прежде всего проходит самый верх. слой атмосферы—термосферу. В термосфере на высотах более 100 км происходит практически полное поглощение атомным и молекулярным кислородом, а также молекулярным азотом солнечного излучения с длиной волны менее 0,1 мкм. Благодаря этому темп-ра в термосфере растёт с высотой: от  $\approx 200$  К при  $H = 90$  км до  $\approx 1000$  К при  $H \geq 600$  км.

На высотах менее 100 км связь поглощения солнечного излучения со стратификацией темп-ры в атмосфере становится менее заметной. Мин. темп-ры в атмосфере отмеча-

ются на уровне мезопаузы на высоте  $H \approx 90$  км. Ниже этого уровня располагается слой мезосферы, в к-ром темп-ра растёт до 270 К при убывании высоты до уровня стратопаузы ( $H \approx 50$  км). Рост темп-ры в мезосфере происходит параллельно с практически полным поглощением молекулами кислорода солнечного излучения с длиной волны менее 0,2 мкм. При уменьшении высоты в стратосфере наблюдается как увеличение поглощения солнечного излучения с длиной волны менее 0,3 мкм молекулами озона, так и радиац. выхолаживание молекулами двуокиси углерода.

На высотах 25—30 км происходит практически полное поглощение озоном солнечного излучения с длиной волны меньше 0,3 мкм. Далее с уменьшением высоты происходит уменьшение темп-ры до 220 К на уровне тропопаузы. Распределение темп-ры в тропосфере определяется её тепловым взаимодействием с подстилающей поверхностью и конвективным переносом скрытого и явного тепла по высоте и по горизонтали. Скорости и направления переноса тепла в слоях, расположенных на разных высотах, могут быть существенно различными. Тропосфера прогревается за счёт конвективного и турбулентного теплообмена, поглощения длинноволнового излучения поверхности Земли, а также за счёт поглощения тепла, выделяющегося при конденсации в атмосфере водяного пара.

Среднегодовой глобальный Т. б. а. определяется разностью поглощённой атмосферой Земли (солнечного излучения и излучения поверхности Земли) и излучённой энергии (к подстилающей поверхности Земли и в космос).

Уходящая в космос энергия теплового излучения планеты, равная  $235 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , соответствует тепловому излучению эфф. атм. слоя с темп-рой 253 К. Такую темп-ру имеет верх. граница облаков, расположенная на высотах от 4 до 7 км над поверхностью Земли. Альbedo системы Земля—атмосфера определяется в осн. отражением коротковолновой радиации от тропосферных облаков.

Важнейшей характеристикой Т. б. а. является *парниковый эффект* системы Земля—атмосфера. Увеличение кол-ва облаков в тропосфере ведёт к увеличению альbedo системы Земля—атмосфера и парникового эффекта. В светлое время суток эффект увеличения альbedo превалирует над парниковым и приводит к уменьшению притока энергии в систему Земля—атмосфера. В тёмное время суток наличие облаков резко увеличивает парниковый эффект и уменьшает потери энергии системой. Ледниковые периоды на Земле, по-видимому, были обусловлены увеличением альbedo системы Земля—атмосфера, происшедшим за счёт выброса действующими вулканами в стратосферу большой массы частиц вулканич. пепла. Всё увеличивающееся сжигание природного топлива может привести к значит. увеличению в атмосфере содержания двуокиси углерода. Рост концентрации этого газа в атмосфере приведёт к увеличению парникового эффекта, что может повлечь за собой потепление климата Земли.

Лит. см. при ст. *Тепловой баланс Земли*. А. Г. Лактионов.

**ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ**—баланс энергии тепловых и радиац. процессов в атмосфере и на поверхности Земли. Осн. приток энергии в систему атмосфера—Земля обусловлен солнечным излучением в спектральном диапазоне от 0,1 до 4 мкм (коротковолновая радиация—КВР). Он характеризуется ср. энергией КВР, падающей на единичную площадку на верх. границе атмосферы Земли—инсоляцией— $E_0$ . В атмосфере часть этой энергии ( $E_1 - E_4$ ) поглощается облаками, аэрозолем и газами, часть ( $E_4$ ) рассеивается и отражается в космос (см. рис.). (При рассмотрении Т. б. З. обычно оперируют усреднёнными по времени и по поверхности, охватывающей Землю в пределах атмосферы, потоками энергии через единичную площадку; пренебрегают толщиной атмосферы по сравнению с радиусом Земли.) До поверхности Земли доходит часть КВР, равная  $E_2$ . Часть КВР ( $E_3$ ) отражается поверхностью Земли и уходит в космос (т. о.,  $E_2 - E_3$  поглощается Землёй). Общий поток энергии КВР, уходящий в космос, равен  $AE_0$ , где  $A$ —альbedo системы атмосфера—Земля.