

1. Гравитационное поле и Фигура Земли.

Рассмотрим однородную пластичную модель Земли, которая не вращается вокруг оси. В этом

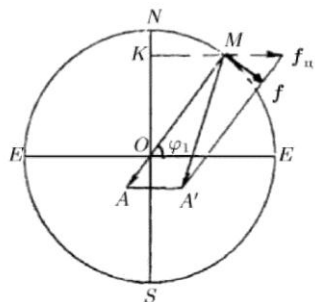


Рис. 1.1. Сила тяжести MA , центробежная сила $f_{\text{ц}}$, горизонтальная составляющая центробежной силы f

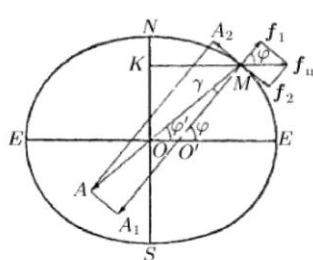


Рис. 1.2. MA — сила тяготения; MA_1 и MA_2 — ее вертикальная и горизонтальная составляющие; $f_{ц}$, f_1 , f_2 — центробежная сила и ее вертикальная и горизонтальная составляющие

случае сила тяжести, действующая на единицу массы на поверхности, была бы направлена к центру. Обозначим эту силу вектором MA . Земля в этом случае имела бы форму шара с радиусом $R = OM$ (рис. 1.1). В результате вращения появляется центробежная сила $f_{ц} = \omega^2 R \cos \varphi$. Под влиянием двух сил MA и $f_{ц}$ однородный пластинный шар должен принять такую форму, которая в каждой точке нормальна к результирующей силе MA_f ,

являющейся векторной суммой сил MA и $f_{\text{ц}}$. Такой формой будет эллипсоид вращения. В случае эллипсоида нормально к поверхности будет направление MA_1 (рис. 1.2). Каждую из двух сил MA и $f_{\text{ц}}$ можно разложить на составляющие, ориентированные по MA_1 и по перпендикулярному к MA_1 направлениям. Для того чтобы единичная масса в точке M была в равновесии, необходимо, чтобы составляющая силы тяготения MA_2 была равна составляющей центробежной силы f_2 , или

$$MA \sin \gamma = \omega^2 R \cos \varphi' \sin \varphi.$$

Если это равенство не выполнено, то возникнет сила, стремящаяся сместить единичную массу к экватору или к полюсу. В направлении по нормали на единичную массу будет действовать сила

$$MA_1 - f_1 = MA \cos \gamma - \omega^2 R \cos \varphi' \cos \varphi,$$

которая и определяет ускорение свободного падения g . При условии, что $\varphi' = \varphi$, получаем для единичной массы в точке M :

$$g = MA \cos \gamma - \omega^2 R \cos^2 \varphi. \quad (1.2)$$

В связи с тем что перпендикулярная к MA_1 составляющая центробежной силы в случае сплюсненной Земли уравнивается составляющей силы тяжести, мы, находясь на поверхности вращающейся Земли, не ощущаем ее вращения.

В случае изначально круглой Земли на единичную массу в точке M действовала бы сила f (рис. 1.1). Под действием этой силы частицы некоторого приповерхностного слоя могли перемещаться от полюсов к экватору, что и привело к сплющиванию Земли и к компенсации силы f . Все сказанное справедливо для модели однородной Земли. На самом деле плотность Земли возрастает к центру и задача усложняется. Решение для слоев с различной плотностью получено Клеро в 1743 г.

В действительности вопрос еще более сложен. Если для значительной толщи Земли можно установить некоторый закон изменения плотности, то для верхней части - земной коры - это сделать невозможно. Поэтому поверхность Земли нельзя точно описать ни одной из известных аналитических поверхностей. Фигура Земли наиболее близка к сфероиду, который с точностью до членов порядка сплюснутости совпадает с эллипсоидом вращения. Точнейшие геодезические измерения, спутниковые данные и данные гравиметрии приводят к более точному представлению о фигуре Земли, к понятию о так называемом геоиде (по гречески землеподобный). Геоид не является правильной геометрической фигурой, за поверхность геоида принимается некоторая поверхность, и каждой точке перпендикулярная линии отвеса (уровневая поверхность). Эта поверхность совпадает со спокойной поверхностью воды в океанах и с мысленно прорезывающих все континенты бесконечно узких каналах, соединяющих океаны. От поверхности геоида

:/pps 04.06.2012 alexandrows.narod2.ru 1

отсчитывают высоты и впадины различных точек на Земле (от уровня моря). Расхождение между поверхностями геоида и эллипсоида (референц-эллипсоид, сфероид) не превосходит несколько десятков метров, в то время как разность R_3 и R_n составляет 21,385 км. По современным измерениям $R_3 = 6378,142$ км $R_n = 6353,757$ км; сжатие геоида $\alpha = (R_3 - R_n)/R_3 = 1/298,255$, что составляет 0,3%. у Юпитера -- 6%. Спутниковые измерения показали, что Южный полюс на 30 км ближе к центру Земли, чем Северный. Средний радиус Земли находится из соотношения

$$\frac{4}{3}\pi R_{cp}^3 = \frac{4}{3}\pi R_3^2 R_n,$$

т.е. эллипсоид приравнивается к равновеликому шару. Получаем

$$R_{cp} = 6371,032 \text{ км.} \quad (1.3)$$

Из этих данных можно определить площадь поверхности Земли; 510 069 000 км², из них 29.2% - суша и 70.8% - водная поверхность. Объем Земли - 1,1·10²⁷ см³, масса - 6·10²⁷ г, что составляет 3·10⁻⁶ массы Солнца. Средняя плотность Земли 5,5 г/см³.

Как следует из уравнения (1.2). сила тяжести является результирующей сил притяжения и центробежной силы и зависит А и С - моменты инерции относительно R_3 и R_n соответственно. Значение $I_2 = 1082,65 \cdot 10^{-6}$, т. е. порядка величины сжатия Земли (1/300).

Для проблемы внутреннего строения Земли большое значение имеет величина среднего момента инерции

$$I = \frac{C + 2A}{3}, \quad (1.10)$$

которая с учетом величин средней плотности $\rho_0 = \frac{3M}{4\pi R_3^2 R_n}$ и данных сейсмологии позволяет получить распределение плотности в недрах Земли.

В случае постоянной плотности планеты ее безразмерный момент инерции равен

$$I^* = \frac{I}{MR^2} = 0,4. \quad (1.11)$$

Если с глубиной плотность увеличивается, то $I^* < 0,4$, если уменьшается, то $I^* > 0,4$. Значение I^* для Земли равно 0,3315, что указывает на существенное увеличение плотности в недрах Земли. от широты места. Введем в рассмотрение потенциал силы тяжести W , который складывается из потенциалов притяжения V и центробежных сил U .

Потенциал является скалярной функцией, производные которой по осям координат равны проекциям сил тяжести. Физическая сущность потенциала заключаемая в том, что приращение потенциала есть работа силы по перемещению единичной точечной массы. В любой точке поверхности равного потенциала сила направлена по нормали к ней. Работа силы при перемещении по этой поверхности равна нулю ($dW = 0$). Такая поверхность называется эквипотенциальной или уроненной.

Выражение для потенциала V получается из закона всемирного тяготения Ньютона. Притяжение единицы массы элементом массы dm на расстоянии r , согласно этому закону, равно

$$F = G \frac{dm}{r^2}, \quad (1.4)$$

где $G = 6,666 \cdot 10^{-8} \text{ г}^{-1} \text{ см}^3 \text{ с}^{-2}$ постоянная тяготения. Тогда потенциал притяжения Земли в точке вне ее будет равен

$$V = G \int \frac{dm}{r}. \quad (1.5)$$

Если бы Земля была точной сферой со сферически-симметричным распределением плотности, то

$$V = \frac{GM}{r}, \quad (1.6)$$

где M - масса, R - радиус сферической Земли. Реальная Земля на 1/300 отклоняется от сферы, поэтому к основной части потенциала (1.6) необходимо добавить поправочные члены. С учетом

$$V = \frac{GM}{r} \left[1 - \left(\frac{R_3}{r} \right)^2 I_2 P_2(\cos \Theta) \right], \quad (1.7)$$

Где r – расстояние от центра Земли, R_3 – экваториальный радиус,

$$P_2(\cos \Theta) = \frac{2}{3} \cos^2 \Theta - \frac{1}{2} \quad (1.8)$$

Второй полином Лежандра, $\theta = \pi/2 - \varphi$

$$I_2 = \frac{C - A}{MR_3^2}, \quad (1.9)$$

Потенциал центробежных сил равен

$$U = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \varphi. \quad (1.12)$$

Полный потенциал силы тяжести W равен сумме:

$$W = V + U \quad (1.13)$$

Учитывая (1.7), (1.12) и заменяя θ в выражении (1.8) на $\pi/2 - \varphi$, получаем

$$W = \frac{GM}{r} - \frac{GM R_3^2}{r^3} I_2 \left(\frac{2}{3} \sin^2 \varphi - \frac{1}{2} \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \varphi. \quad (1.14)$$

W является потенциалом сфероида.

Ускорение силы тяжести находится так:

$$g = -grad W; \quad (1.16)$$

азимутальная и радиальная составляющие ускорения вычисляются как соответствующие производные:

$$\left(g_\varphi = \frac{\partial W}{r \partial \varphi}, \quad g_r = -\frac{\partial W}{\partial r} \right)$$

$$g = \sqrt{\left(\frac{\partial W}{r \partial \varphi} \right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial r} \right)^2}. \quad (1.16)$$

На основании уравнений (1.14) и (1.16) можно установить связь между g и сжатием Земли α :

$$g = g_3 \left[1 + \left(\frac{5\omega^2 R_3^3}{2GM} - \alpha \right) \sin^2 \varphi \right], \quad (1.17)$$

где

$$g_3 = \frac{GM}{R_3^2} \left(1 + \frac{3}{2} I_2 \frac{\omega^2 R_3^3}{GM} \right). \quad (1.18)$$

Уравнение (1.17) впервые было получено Клеро в 1743 г., его можно записать более просто:

$$g = g_3 (1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (1.19)$$

где $\beta = 5/2q - \alpha$, $q = \omega^2 R_3 / g_3$ — отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе.

Таким образом, сила тяжести в любой точке земного шара обусловлена:

- 1) действием всего земного сфероида и центробежной силой в случае равномерного наложения вещества;
- 2) влиянием рельефа местности в точке наблюдения;
- 3) неравномерным распределением масс в земной коре.

Аномалия силы тяжести. Изостазия.

Расчеты фигуры Земли, начиная с Ньютона, производились при условии, что Земля находится в состоянии гидростатического равновесия, что достаточно близко характеризует реальное состояние Земли. Отклонение поверхности геоида от поверхности сфероида как раз связано с некоторым отклонением реального состояния Земли от гидростатического равновесия. Спутниковые данные показали, что это отклонение имеет величину порядка квадрата сжатия (α^2). Отклонение фигуры Земли от равновесной $\alpha^2 R$ составляет около 70 м.

В связи с чем гравитационное поле (и соответственно геопотенциал) состоит из слагаемых, существенно различающихся по величине, оно разделяется на нормальное поле с потенциалом W_0

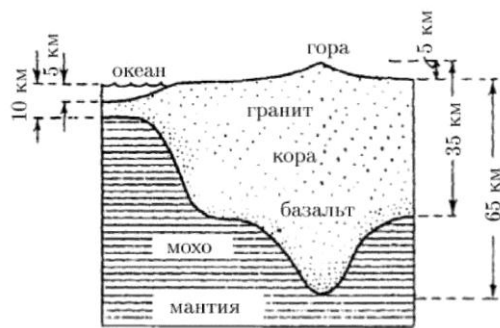


Рис. 1.3. Изостатическое равновесие между корой и мантией

и возмущенное (аномальное) с добавочным потенциалом T . Потенциал сфероид (1.14) определяет нормальное поле сил тяжести и, соответственно, нормальную фигуру Земли. Отклонения геоида от сфероид не превышают 70 м, с помощью спутниковых данных построены карты высот геоида (отклонений от сфероид).

Высоты геоида пропорциональны амплитудам гравитационных аномалий. Интересно то, что аномалии

не связаны с топографическими особенностями поверхности (горы, впадины и т.п.), кстати последние и не описываются поверхностью геоида. Из этого следует важнейший вывод: континентальные области изостатически скомпенсированы, т.е. материки как бы плавают в подкоровом субстрате, словно гигантские айсберги в полярных морях. Аномалии силы тяжести вызваны различными флуктуациями плотности в коре и мантии Земли.

Идея изостазии, высказанная в середине XIX века, объяснила тот удивительный факт, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических измерениях. Согласно принципу изостазии, легкая земная кора, состоящая из гранита и базальта, изостатически уравновешена на более тяжелой мантии, как показано на рис. 1.3.

Получается так, что масса вещества на единицу площади, измеренная вплоть до некоторой глубины и коре или мантии, приблизительно одинакова для всей поверхности Земли.

2. Внутреннее строение Земли по сейсмическим данным. Распределение скоростей продольных и поперечных волн в недрах Земли.

При землетрясениях возникают и распространяются по всему объему твердой Земли низкочастотные упругие волны, называемые сейсмическими волнами.

Поскольку вещество с различными плотностью и другими механическими характеристиками распределяется в Земле неравномерно. Твердая Земля имеет слоистое строение. Сейсмические методы дают наиболее точную и достоверную информацию о внутреннем строении Земли. Вскоре после начала инструментальных наблюдений были обнаружены три основных структурных элемента внутри Земли: ядро, мантия (оболочка) и кора. Скорости распространения сейсмических волн зависят от плотности и модулей упругости горных пород. Упругие (или сейсмические) волны, возникая в толще Земли как объемные, порождают поверхностные волны, выходя на поверхность Земли или пересекая границы раздела.

Объемные волны бывают двух типов: продольные и поперечные, Продольные являются упругими волнами сжатия, а поперечные упругими волнами сдвига. Объемные волны подчиняются законам геометрической оптики, отражаясь и преломляясь у поверхностей раздела, где их скорость изменяется. Скорости этих волн определяются формулами

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.1)$$

где V_P и V_S скорости продольных и поперечных волн, K модуль всестороннего сжатия, μ – модуль сдвига, ρ – плотность. Из этих формул видно, что скорость продольных волн выше скорости поперечных волн (в среднем в 1,7 раза). Соответственно продольные волны регистрируются на сейсмограммах раньше поперечных. Поэтому продольные волны получили название первичных (primary, P), а поперечные вторичных (secondary, S). Объемные сейсмические волны в буквальном смысле слова просвечивают нашу планету и, подобно рентгену, позволяют выявить внутреннее строение Земли без непосредственного проникновения в ее недра.

Упругие сейсмические волны регистрируются сейсмографами, в зависимости от конструкции которых записывается либо Смещение почвы, либо скорость смещения. Короткопериодные приборы ($T \sim 1$ с) используются для обнаружения объемных волн, а

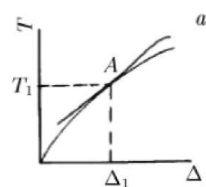
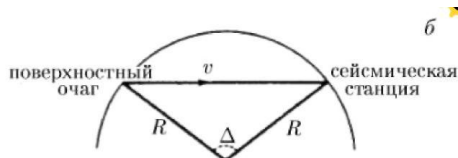


Рис. 2.1. Схема годографа $T(\Delta)$ (а) и схема распространения сейсмического луча (R – радиус Земли, Δ – эпицентральное расстояние) (б)



длиннопериодные ($T > 15$ с) для обнаружения поверхностных волн.

Источник сейсмических волн имеет обычно протяженность 10 – 100 км. У микроземлетрясений он уменьшается до 1 км, а у катастрофических достигает 1000 км.

При теоретическом рассмотрении он представляется «точкой», которая называется фокусом или гипоцентром. Точка, на поверхности Земли проекция фокуса по вертикали вверх называется эпицентром. Большинство очагов землетрясений расположено на глубинах менее 100 км, но известны землетрясения, происходящие на глубинах до 700 км. Местоположение гипоцентра и эпицентра землетрясений определяется по времени прихода сейсмических волн. Зависимость времени пробега T от эпицентрального расстояния Δ называется годографом (рис. 2.1, а). Для случая однородной Земли на рис. 2.1, б приведена схема хода сейсмического луча к сейсмической станции. Точка

А на рис. 2.1, *a* определяет сейсмический луч, проходящий расстояние Δ_1 за время T_1 . Пусть в точке *A* производная $dT/d\Delta$ равна P_1 . Задача сейсмологии состоит в том, чтобы перейти от графической зависимости $T(\Delta)$ к зависимости сейсмической скорости от радиуса $V(r)$, так как информацию о внутреннем строении Земли дает распределение скоростей сейсмических волн по глубине. В сейсмологии разработаны различные способы этого перехода. Для определения координат очага необходима регистрация прихода волн на нескольких сейсмостанциях (не менее 4). Последние усовершенствования мировой сети сейсмостанций и применение ЭВМ значительно повысили точность определения очагов землетрясений.

До 50-х гг. наибольшее число открытий в сейсмологии было сделано в результате измерений времени пробега объемных мши землетрясений. Предполагалось, что Земля обладает радиальной симметрией и потому можно использовать множество различных землетрясений, чтобы построить годограф волн *P* и *S* для последовательного ряда возможных эпицентральных расстояний от 0° до 180° .

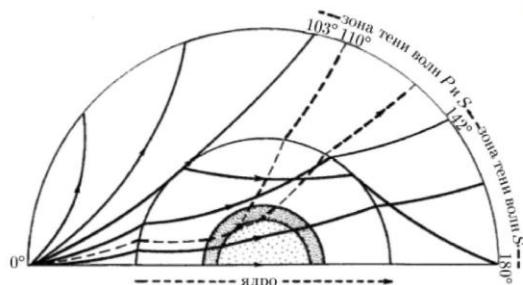


Рис. 2.2. Некоторые пути *P*-волн, проходящих сквозь Землю. Штриховые линии изображают слабые *P*-волны, выходящие в зоне тени (по Гутенбергу)

Волны *P* и *S* наблюдаются до $\Delta = 103^\circ$, причем их скорость возрастает с глубиной по мере прохождения волны через оболочку (мантию) Земли. Между 103° и 142° волны обычно исчезают: создается «зона тени». От 142° до 180° появляется более поздняя волна *P*, а волна *S* отсутствует. Из этого следует, что приблизительно на половине пути до центра Земли существует резкая граница раздела, ниже которой скорость волны *P* внезапно уменьшается, а волна *S* исчезает. Известно, что поперечные волны не распространяются в жидкости, так как гам модуль сдвига $\mu = 0$. Следовательно, полученные результаты указывают на существование жидкого ядра, выше которого лежит оболочка (или мантия) Земли, вещество которой находится в твердом состоянии.

Глубину границы раздела ядро-мантия (2900 км) впервые определил немецкий сейсмолог Гутенберг в 1914 г., в связи с чем эта граница названа его именем. На границе Гутенберга V_p скачком уменьшается от 13,6 до 8,1 км/с. Скорости поперечных волн V_s соответственно уменьшаются от 7,3 км/с до 0 (рис. 2.3). Плотность в ядре возрастает от 5,5 (в оболочке) до 10 г/см³.

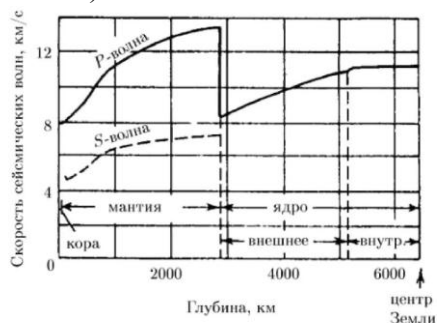


Рис. 2.3. Распределение скоростей волн *P* и *S* внутри Земли по модели Джеффриса-Гутенберга

Как уже упоминалось. Земля имеет ядро, мантию и кору. Исторически первым было открыто центральное ядро Земли: в 1906 г. Олдгем обнаружил, что полны *P* вблизи эпицентрального расстояния 180° приходят значительно позже, чем этого можно было ожидать (рис. 2,2), Такая задержка волн вызвана их прохождением через ядро с пониженной скоростью. Это открытие было затем подтверждено более детальными исследованиями.

Вторая отчетливая поверхность раздела, на малой глубине, была открыта югославским сейсмологом Мохоровичичем при изучении сейсмограмм землетрясений и Югославии 8 октября 1909 г., записанных на расстоянии нескольких сотен километров от эпицентра. На этой границе, получившей название Мохо, скачкообразно возрастают скорости и плотность. В связи с этим открытием земной корой стал называться слой, расположенный выше границы Мохоровичича, Мохо или просто *M*.

км (с учетом толщи воды) в океанических областях до 70 км в сорных районах континентов. Вклад земной коры в полную массу и момент инерции Земли мал, поэтому при рассмотрении Земли в целом земную кору представляют в виде однородного слоя толщиной 35 км, Согласно сейсмическим данным, наибольшей плотностью из трех областей Земли обладает ядро. Это соответствует данным о средней плотности Земли (5,517 г/см) и плотности пород коры, равной 2,8 г/см³ (граниты) и 3,0 г/см (базальты). Отсюда следует предположение, что в глубоких недрах Земли должны существовать породы с очень высокой плотностью. На рис. 2.3 представлено распределение скоростей волн *P* и *S* внутри Земли. Более детальные сейсмические исследования позволили обнаружить слой пониженных скоростей (волновод) и верхней части мантии, а также переходную зону в мантии (400 - 1 000 км), к которой наблюдался быстрый рост скоростей *V_p* и *V_s*.

Выше переходной зоны была выделена верхняя мантия, а ниже – нижняя мантия,

В 1930 г. датский сейсмолог госпожа Леманн обнаружила быстрое увеличение скорости *P*-волн внутри ядра на глубине около 5000 км из наблюдения слабых вступлений волн *P* в зоне между $\Delta = 110^\circ$ и $\Delta = 143^\circ$. Эти вступления можно было объяснить только сильным увеличением скорости внутри ядра. Тем самым была установлена еще одна граница раздела, известная как переходная зона в ядре, которая отделяет внешнее ядро с малыми скоростями *P*-волн от внутреннего ядра с большими скоростями *P*-волн. По современным представлениям внутреннее ядро является твердым в противоположность жидкому внешнему.



Рис. 2.4. Семь концентрических зон внутри Земли (схема Буллена)

По современным представлениям внутреннее ядро является твердым в противоположность жидкому внешнему.

Австралийский геофизик Буллен, анализируя распределение скоростей сейсмических волн внутри Земли, разделил всю Землю на семь концентрических зон и дал им буквенные обозначения (рис. 2.4). Подразделения Буллена служат основой для большинства дискуссий о физических и химических свойствах земных недр.

3. Уравнение Вильямсона-Адамса. Распределение плотности, ускорения силы тяжести и давления в недрах Земли

Переход от годографа к скоростному разрезу для объемных волн



Рис. 2.6. Ход сейсмического луча от ближайшего землетрясения в слоистой земной коре

Для получения информации о внутреннем строении Земли необходимо статистически обработать данные о временах пробега волн от многих землетрясений к многочисленным сейсмическим станциям. Следующей задачей является нахождение

зависимости сейсмической скорости от радиуса Земли, так как именно скорость волн непосредственно связана с характеристиками среды. Способ такого перехода впервые был найден Герглотцем в 1907 г. Ход сейсмических лучей от близкого землетрясения можно изобразить сравнительно просто (рис. 2.6). Учет слоистость коры: осадочный слой с очень малыми скоростями s -волн (сейсмических волн) и большим поглощением, гранитный слой и “промежуточный” слой, по-видимому, состоящий из базальтов. Ниже идет мантия, которая отделяется от коры границей Мохо. Такая модель коры удобна для исследования ее строения на материках. Местные особенности строения коры изучаются методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с помощью взрывов, а более общие черты по дисперсии поверхностных волн. В коре под океанами гранитный слой отсутствует, толщина океанской коры около 5 км.

Времена пробега волн от близких землетрясений можно рассматривать при помощи пучков s -лучей. Пучками называются лучи, для которых точки наибольшего проникновения в глубину находятся в одном и том же слое (в верхней мантии, как показано на рис. 2.6). Преломление происходит таким образом, что отрезки лучей во всех слоях, кроме самого нижнего, почти одинаковы. Поэтому изменение времени пробега в зависимости от эпицентрального расстояния определяется разностью отрезков лучей в нижнем слое. Скорость в нижнем слое равна

$$v = \frac{dL}{dt} = R \frac{d\Delta}{dt},$$

Булленом получено уравнение годографа для волн от удаленных землетрясений, дающих сведения о глубоких частях Земли. Если при рассмотрении близких землетрясений поверхность Земли можно считать плоской, то для волн удаленных землетрясений следует учитывать сферичность Земли. Слои Земли не обязательно разделены резкими границами, но при выводе уравнения годографа Буллен исходил из такого предположения. Рассмотрим,

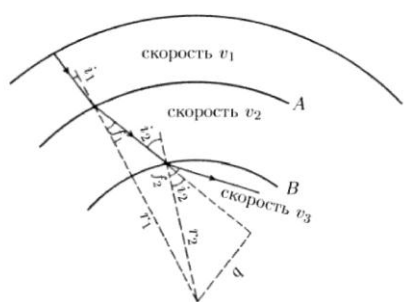


Рис. 2.7. Схема распространения сейсмического луча в трехслойной модели Земли. А и В — границы между слоями

$L = R \Delta$ — эпицентральное расстояние, R — радиус Земли. Следуя Буллену и Стейси, основные свойства сейсмического луча.

На рис. 2.7 показан луч в трехслойной модели Земли при условии, что скорость в более глубоком слое больше. Однако вывод пригоден и для модели, в которой скорость v убывает с глубиной так медленно, что $dv/dr < v/r$ (r — расстояние слоя от центра Земли). При этом

условии годограф непрерывен и дает возможность однозначно определить $v(r)$. В реальной Земле в верхней мантии и у границы ядро-мантия $dv/dr < v/r$

Применяя законы Снеллиуса к границам А и В, получим

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin f_1}{v_2}, \quad (2.4)$$

$$\frac{\sin i_2}{v_2} = \frac{\sin f_2}{v_3}. \quad (2.5)$$

Из двух треугольников имеем:

$$q=r_1\sin f_1=r_2\sin i_2 \quad (2.6)$$

Таким образом,
$$\frac{r_1 \sin i_1}{v_1} = \frac{r_1 \sin f_1}{v_2} = \frac{r_2 \sin f_2}{v_3}. \quad (2.7)$$

Уравнение (2.7) можно распространить на случай преломления при любом числе границ и на случай рефракции в слое с непрерывным нарастанием скорости с глубиной. Следовательно, вдоль каждого луча выполняется соотношение
$$\frac{r \sin i}{v} = \text{const} = p. \quad (2.8)$$

Здесь i угол между лучом и радиусом в данной точке. Величина p называется параметром луча и сохраняется для всех точек одного и того же луча. Определяя параметр луча, мы тем самым находим величину r/v в точке, где $\sin i = 1$, т.е. в точке наибольшего проникновения луча.

Другая важная формула для параметра p получается из простого геометрического рассмотрения бесконечно близких лучей PP' и QQ' (рис. 2,8), Отрезок PN нормаль, опущенная из PP' на QQ' , т.е. фронт волны. Разность времен пробега по путям PP' и QQ' будет равна

$$dT = \frac{2 Q N}{v_0}, \quad (2.9)$$

где v_0 – скорость сейсмических волн у поверхности.

$$Q N = P Q \sin i_0 = \frac{1}{2} r_0 d\Delta \sin i_0.$$

Отсюда получаем

$$\frac{dt}{d\Delta} = \frac{r_0 \sin i_0}{v_0} = p. \quad (2.10)$$

Так как значения T , Δ , полученные из наблюдений, приведены в опубликованных таблицах, то можно определить $dt/d\Delta$. Таким образом, устанавливается связь между p и расстоянием Δ . Для того чтобы перейти к скоростному разрезу, необходимо эпицентральное расстояние представить в виде интеграла. Введем

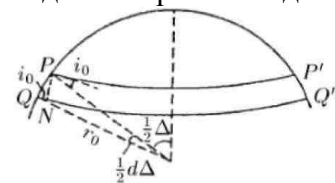


Рис. 2.8. Распространение двух бесконечно близких сейсмических лучей PP' и QQ'

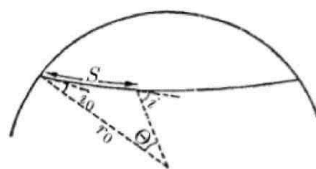


Рис. 2.9. Схема для вывода выражения для $\sin i$

следующее соотношение:

$$p = \frac{r \sin i}{v} = \frac{r}{v} \frac{r d\Theta}{ds}, \quad (2.11)$$

где θ и s величины, показанные на рис. 2.9. Далее

$$ds^2 = dr^2 + (r d\Theta)^2. \quad (2.12)$$

исключая ds из (2.11) при помощи (2.12), получим

$$\left(\frac{r^2 d\Theta}{pv} \right)^2 = dr^2 + dr^2 + (r d\Theta)^2. \quad (2.13)$$

Введем обозначение $\eta=r/v$ тогда найдем

$$\frac{d\Theta}{dr} = \frac{p}{r} \sqrt{\eta^2 - p^2}. \quad (2.14)$$

Интегрируя от самой глубокой точки луча r' до поверхности r_0 , получаем

$$\frac{\Delta}{2} = \int_{r'}^{r_0} \frac{p dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}}. \quad (2.15)$$

Величины Δ и p находятся из наблюдений, и поэтому (2,15) представляет собой интегральное уравнение, решая которое, можно определить η (и, следовательно, v) как функцию r .

Упрощенный способ решения (2.15) приведен в книге [124]. Окончательное решение

имеет вид

$$\int_0^{\Delta_1} \text{arch} \left(\frac{p}{p_1} \right) d\Delta = \pi \ln \left(\frac{r_0}{r_1} \right). \quad (2.16)$$

Уравнение (2.16) позволяет найти значение r_1 , соответствующее Δ_1 , а следовательно, и $\eta_1=r_1/v_1$.

Таким образом, получается зависимость $v(r)$, справедливая до самой глубокой точки проникновения луча (этот вывод не относится к случаю быстрого роста v , когда $dv/dr > v/r$).

В большей части земных недр скорости s -волн медленно растут с глубиной, и тогда можно пользоваться уравнением (2.16). Однако, если существуют слои с быстрым возрастанием скорости с глубиной, то получается более сложная картина лучей и усложняется годограф.

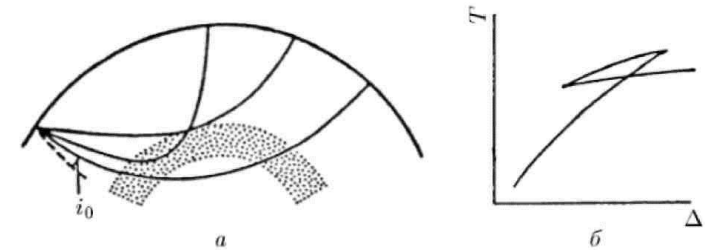


Рис. 2.10. Схема хода s -лучей с возрастающей скоростью (а) и их годограф (б)

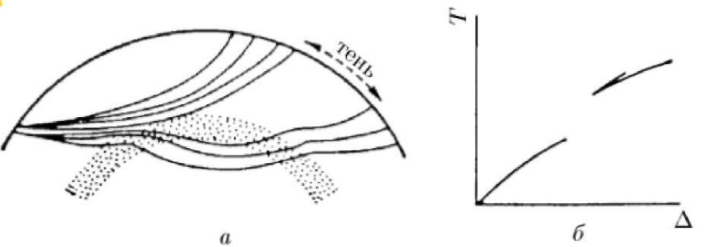


Рис. 2.11. Схема хода s -лучей с убывающей скоростью (а) и их годограф (б)

проникновения лучей, и некоторый интервал эпицентральных расстояний Δ , на котором либо вступления волн очень слабы, либо их вообще не удастся обнаружить (рис. 2. 11, б). Существование нескольких типов лучей позволяет производить взаимный контроль определения скорости по каждой из волн. Так, например, скорости продольных волн в ядре Земли должны получаться одинаковыми по годографам волн $P KP$ и SKS .

Определение плотности земных недр по скоростям сейсмических волн

Как показывают формулы (2.1). скорости воли P и S определяются отношениями модуля сдвига к плотности — и модуля сжатия к плотности K/ρ . Эти параметры внутри Земли неизвестны. Поэтому скорости сейсмических волн непосредственно не дают возможности быстро и надежно оценить плотность. Однако, поскольку изменения упругих свойств и плотности обычно происходят одновременно и примерно в одинаковой степени, изменении скоростей волн можно использовать в качестве критериев изменения плотности.

Первый и наиболее существенный шаг на пути построения реальной модели распределения плотности внутри Земли (тем самым и модели самой Земли) сделали американские геофизики Адаме и Вильямсон в 1923 г. Они предложили использовать для определения плотности сейсмический параметр $\Phi = K/\rho$, который легко определяется через скорости сейсмических волн V_p и V_s :

$$\Phi = \frac{K}{\rho} = V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2. \tag{2.17}$$

Так как благодаря скоростному разрезу нам известны зависимости V_p и V_s от глубины, то тем самым известен и параметр Φ как функция глубины. Модуль сжатия K по определению равен

$$K = \rho \frac{\Delta P}{\Delta \rho}, \tag{2.18}$$

где ΔP и $\Delta \rho$ соответствующие приращения давления и плотности. При известном Φ можно определить закон приращения плотности при небольших приращениях давления:

:/pps 04.06.2012 alexandrows.narod2.ru
10 $\Delta \rho = \frac{1}{\Phi} \Delta P.$ (2.19)

Теперь для решения поставленной задачи надо знать закон нарастания давления в недрах Земли. При гидростатическом давлении приращение ΔP при увеличении глубины на Δl равно весу вещества этого слоя, приходящегося на единицу площади:

$$\Delta P = \rho g \Delta l. \quad (2.20)$$

исключая ΔP из (2.19) и (2.20), получим уравнение Адамса-Вильямсона:

$$\Delta \rho = \frac{\rho g}{\Phi} \Delta l, \quad (2.21)$$

позволяющее определить детальное распределение плотности в недрах Земли и, соответственно, получить реальную плотностную модель Земли. При решении уравнения (2.21) вместе с распределением $\rho(l)$ автоматически определяется и $g(l)$.

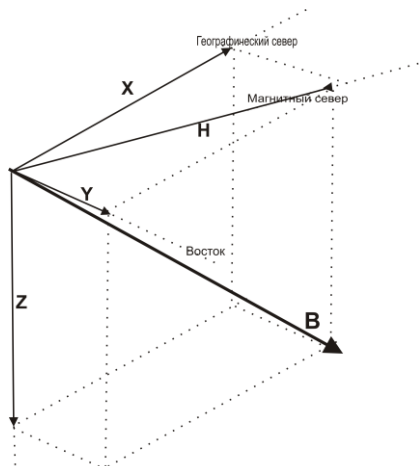
Существует ряд сложностей при определении плотности внутри Земли по уравнению Адамса-Вильямсона. Эти трудности связаны с наличием в недрах границ разрыва, фазовых переходов и т. п. Учет этих сложностей различными способами в последние десятилетия дал возможность построить очень детальное распределение плотности в верхней мантии Земли и далее до границы мантии с ядром.

4. Основные характеристики геомагнитного поля. Палеомагнетизм и глобальные геофизические явления.

Магнитное поле Земли играет исключительную роль в жизни нашей планеты: оно регулирует в основном солнечно-земные взаимодействия, его силовые линии защищают поверхность Земли от проникновения от Солнца и из Космоса частиц высокой энергии, оно пронизывает всю земную твердь, океан и атмосферу, оказывает большое влияние на живую и неживую природу, намагничивает горные породы и почвы, оказывает большое влияние на плодородие последних.

Предметом геомагнетизма является установление и теоретическое объяснение особенностей структуры и динамики геомагнитного поля, а также их использование для познания внутреннего строения Земли и ее верхней атмосферы (магнитосферы). Жидкое металлическое ядро, твердые мантия и кора, а также верхняя атмосфера вносят свой вклад в геомагнитное поле или оказывают на него влияние. Поэтому данные о геомагнитном поле, в свою очередь, несут ту или иную информацию об этих областях Земли.

Магнитное поле в какой-либо точке O земной поверхности с координатами φ (географическая широта) и λ (долгота) характеризуется магнитной индукцией B .



Введем в точке O прямоугольную систему координат, в которой x направляется на географический север, y — на восток, z — вертикально вниз. В Северном полушарии Земли вектор геомагнитной индукции B направлен вниз от горизонтальной плоскости xy . Его проекции на соответствующие оси называются северной (X), восточной (Y) и вертикальной (Z) составляющими геомагнитного поля. Проекция B на горизонтальную плоскость xy называется горизонтальной составляющей и обозначается через H . Горизонтальная составляющая в отличие от X , Y , Z является вектором, так как она определяется не только абсолютной величиной, но и направлением на плоскости xy . Если Ox — направление географического меридиана в точке O , то OH — направление геомагнитного меридиана, в общем случае не совпадающее с направлением географического. Угол D между геомагнитным и географическим меридианами называется углом магнитного

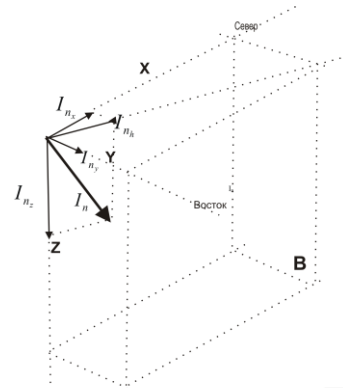
склонения, угол J между горизонтальной плоскостью и направлением B — углом магнитного наклона. D , J принято называть угловыми, а X , Y , Z , H — силовыми элементами поля (или земного магнетизма). Различные комбинации вышеперечисленных элементов полностью определяют вектор B : X , Y , Z — в прямоугольной системе координат Z , H , D — в цилиндрической и $|B|$, D , J — в сферической. Между элементами существуют простые соотношения.

$$B = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}, \operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}, \operatorname{tg} J = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}, B = \frac{X}{\cos D \cos J} \quad \text{связи с тем, что склонение } D \text{ есть угол}$$

между направлениями на географический и магнитный север, для его измерения необходимо определять направление на географический север с помощью астрономических наблюдений, обычно по положению Солнца или полярных звезд. Магнитное склонение считается положительным при отсчете угла D на восток и отрицательным при отсчете на запад. На магнитных картах элементы геомагнитного поля представляются в виде линий равных значений (изолиний). Изолинии склонения D называются изогонами, изолинии наклона J — изоклинами, изолинии X , Y , Z и H — изодинамами соответствующих элементов. Величины Z , J положительны в северном полушарии. Индукция B геомагнитного поля имеет различные величины и направление в разных точках земной поверхности. Минимальные значения B наблюдаются на геомагнитном экваторе, который определяется условием $J = 0$. Максимального значения B достигает на магнитных полюсах, на которых $J = \pm \pi/2$. Магнитные полюсы и магнитный экватор не совпадают с географическими полюсами и географическим экватором соответственно. Средняя геомагнитная индукция в системе единиц СИ составляет около 50 000 нТл, на магнитном экваторе $B \approx 35\,000$ нТл, на магнитных полюсах $B \approx 65\,000$ нТл. Геомагнитное поле принято также характеризовать его напряженностью. Наблюдения элементов геомагнитного поля, производящиеся в различных точках земной поверхности, показывают, что они не остаются постоянными во времени, а непрерывно изменяют свои значения. Эти изменения называются вариациями элементов геомагнитного поля. Периоды вариаций изменяются от долей секунды до нескольких месяцев. Поэтому вариации в зависимости от их периода можно разделить на два принципиально различных типа: быстротечные периодического характера и медленные вариации среднегодовых значений элементов геомагнитного поля. Последние называются вековыми ввиду большой длительности их периодов. Исследования обоих типов вариаций показали, что они различаются не только по величинам их периодов, но и по происхождению. Источники быстротечных вариаций находятся в верхних слоях атмосферы — это токовые системы и системы взаимодействия корпускулярного излучения

Солнца (солнечного ветра) с силовыми линиями геомагнитного поля в околоземном пространстве. Источники вековых вариаций расположены в ядре Земли, там же, где генерируется основное, или главное, геомагнитное поле. Помимо главного геомагнитного поля и его вековых вариаций, а также поля быстротечных вариаций (электромагнитного поля) существует еще поле, создаваемое намагниченными горными породами, расположенными в земной коре. Это поле называется аномальным геомагнитным полем. Таким образом, наблюдаемое на поверхности Земли геомагнитное поле является суммой трех полей, источники которых имеют различные физические механизмы происхождения и различное месторасположение. 1. Главное геомагнитное поле и его вековые вариации ((источники расположены в ядре Земли). 2. Аномальное геомагнитное поле (источники расположены в земной коре). 3. Электромагнитное поле (внешнее поле, источники расположены в околоземном пространстве). Вклад главного поля в поле, наблюдаемое на поверхности Земли, составляет более 95%, аномальное поле вносит около 4% и внешнее поле — менее 1%.

Палеомагнетизм Палеомагнитный метод основан на двух основных предположениях. Геофизическое предположение состоит в том, что геомагнитное поле в прошлые геологические эпохи было полем центрального осесимметричного диполя, каковым является и основная часть современного поля. С физической точки зрения предполагается, что естественная остаточная намагниченность I_n совпадает в среднем с направлением древнего поля $H_{др}$, величина I_n пропорциональна $H_{др}$ и в основном сохраняется в течение многих тысяч и миллионов лет до наших дней. Эти предположения не очевидны, и при каждом палеомагнитном исследовании их нужно проверять. В принятой модели поля легко определить современные географические координаты древнего геомагнитного поля. В модели центрального осесимметричного диполя геомагнитные меридианы совпадают с географическими, а магнитные полюсы совпадают с географическими полюсами. Пусть в древней породе, залегающей в точке $Q(\varphi, \lambda)$, вектор I_n расположен так, как показано на рисунке проекция I_n на горизонтальную плоскость I_{nh} показывает направление древнего магнитного меридиана, угол $D_{др}$ - есть угол между современным и древним меридианами. Направление показывает I_{nv} направление вектора напряженности $H_{др}$.



Поэтому угол между I_n и горизонтальной плоскостью является углом магнитного наклонения $J_{др}$ древнего поля. Зная $J_{др}$ можно определить древнюю географическую широту $\varphi_{др}$, на которой была данная порода в момент своего образования:

$$tg \varphi_{др} = \frac{1}{2} tg J_{др}$$

Таким образом, из измерений компонент

намагниченности I_n образца (эти измерения производятся, как правило, в лаборатории) мы определяем два важных параметра: угол $D_{др}$ и широту $\varphi_{др}$. Воспользовавшись теоремами

косинусов и синусов сферической тригонометрии, получим следующие формулы для современных

$$\sin \varphi_0 = \sin \varphi \sin \varphi_{др} + \cos \varphi \cos \varphi_{др} \cos D_{др}$$

координат φ_0, λ_0 древнего магнитного полюса:

$$\sin(\lambda - \lambda_0) = \frac{\sin D_{др}}{\cos \varphi_0} \cos \varphi_{др}$$

5. Происхождение атмосферы и гидросферы Земли. Условия существования атмосферы и гидросферы.

Водная оболочка в отличии от воздушной оболочки прерывистой, а не сплошной. Об образовании мирового океана мы знаем пока очень мало, т.к химический состав морской воды, который мог бы быть индикатором

изменений в процессе эволюции, был исследован только 1872-1876 во время экспедиции британского «Челенджера». Поэтому все гипотезы происхождения морской воды целиком исходят из летописи геологических событий и расчета равновесия химических реакций. Скорее всего первоначальная гидросфера образовалась из первоначальной атмосферы. Первоначальная же атмосфера Земли в период образования нашей планеты (~ 4,6 млрд лет тому назад) скорее всего состояла из паров воды H_2O , углекислого газа CO_2 , метана CH_4 и соединений азота в виде аммиака NH_3 и гораздо больше напоминала тогда атмосферу Венеры. Кислород начал поступать в атмосферу на сравнительно позднем этапе развития планеты. Источником кислорода являлось расщепление молекул H_2O под действием УФ радиации Солнца и процесс фотосинтеза растительного покрова Земли. В настоящее время растения производят ~ 1014 кг O_2 в год или $3 \cdot 10^6$ кг/с, что значительно больше, чем дает диссоциация молекул H_2O . Однако содержание кислорода в атмосфере не увеличивается весь он расходуется на дыхание животных и человека, на окисление газов, выделяющихся из вулканов, на горение, на гниение мертвых растений. Поэтому такая деятельность человека, как интенсивная рубка лесов, может привести к уменьшению содержания O_2 в атмосфере, т. е. к экологической катастрофе.

Но вернемся к первичному океану. Образование первичного океана началось тогда, когда в первичной атмосфере создались условия для конденсации водяного пара. Возникавший конденсат скапливался в замкнутых углублениях земной коры, и эти скопления положили начало образованию протоокеанов. Так как в это время в атмосфере Земли было велико содержание CO_2 , этот газ вступал в реакцию со сконденсировавшейся водой и образовывал кислоту, которая поступала в первоначальный океан. Так что протоокеаны, скорее всего, были очень кислыми. Поскольку выделение паров H_2O продолжалось, продолжался и процесс их конденсации, и в результате протоокеаны, имевшие вначале, может быть, и небольшие размеры, слились в океаны. Геологические данные свидетельствуют, что уже 3 млрд лет тому назад воды на Земле было достаточно. По мере развития жизни на Земле (органические соединения появились 2,5-3,0 млрд лет тому назад, зарождение жизни на Земле датируется 2,5-1,0 млрд лет тому назад) менялся и состав морской воды (уменьшалась ее кислотность). Образовавшийся озоновый экран защищал живые организмы от действия жесткого ультрафиолетового излучения. Окисление серы, аммиака до свободного азота обусловили образование современного типа азотно-кислородной атмосферы. Появление кислорода в результате фотосинтеза привело к интенсивному изменению химического состава воды океанов. Восстановительная форма существования элементов сменилась на окислительную. Стабилизация химического состава атмосферы обуславливала стабилизацию нового химического состава океанов. Примерно около 1 млрд лет тому назад морская вода достигла, вероятно, такого состава, который очень близок к составу современной морской воды.

Океан — это значительный слой жидкости на поверхности планеты, резкой границей отделенный от ее атмосферы. Что необходимо, чтобы на планете существовал океан?

— Температура хотя бы на части планеты должна быть выше температуры плавления того вещества, из которого состоит океан (на Земле — это вода). Но этого недостаточно, так как если этого вещества мало, то оно все может оказаться в газообразном состоянии.

— Парциальное давление какого-либо газа около поверхности планеты должно быть выше давления этого газа в насыщенном состоянии (тогда будет конденсация и образование жидкой фазы).

— Температура и давление должны быть ниже критической точки, так как при температуре и давлении, больших критических, нет разницы между фазами — они непрерывно переходят друг в друга. Из всех небесных тел солнечной системы претендентом на наличие океана является только спутник Сатурна Титан. У Титана есть атмосфера, основным газом в которой, как и на Земле, является азот. Кроме азота в атмосфере Титана есть метан и другие углеводороды. Если бы к атмосфере Титана добавить еще ~ 15% кислорода, то ей не было бы цены. Но океан на Титане — метановый. Именно для этого вещества выполняются все три условия, необходимые для существования океана:

- 1) температура поверхности ($T_s = 93$ K) выше температуры плавления T_l метана CH_4 ($T_l = 90$ K);
- 2) парциальное давление метана около поверхности планеты выше давления этого газа в насыщенном состоянии;
- 3) температура поверхности ниже температуры критической точки CH_4 , равной 191 K.

Атмосферы есть у Венеры, Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна. Слабая атмосфера есть у Марса. Океан же только на Земле (вода) и у Титана (метановый). На Венере и Марсе в атмосфере преобладает углекислый газ CO_2 , на больших планетах — гелий (He), водород (H), метан (CH_4).

Атмосфера представляет собой газовую оболочку (сферу) Земли. Слово «атмосфера» происходит от греческого слова «атмо», что означает пар или газ. Эта газовая оболочка играет важнейшую роль в существовании человечества и биосферы в целом. Существует несколько различных классификаций структуры атмосферы, названий областей, на которые разделяют атмосферу. Классификации могут

строиться по различным признакам, например, по составу атмосферы, в частности, по преобладающим компонентам, ионному составу, а также по температурному ходу. Зависимость температуры от высоты определяет различные «сферы» уже внутри самой атмосферы. В отличие от азотно-кислородной атмосферы Земли, в атмосфере Марса и Венеры преобладает углекислый газ, а на Юпитере и Сатурне — водород и его соединения. Вблизи поверхности Венеры, Земли и Марса давление атмосферы находится примерно в отношении 100 : 1 : 0,01, а температура равна 750, 300 и 250 К соответственно.

6. Силы, действующие в атмосфере и океане. Уравнения аэрогидромеханики в их основных упрощениях

1. Силы давления

Рассмотрим идеальную, т. е. невязкую жидкость и выделим в ней объем $dx dy dz$. Выберем следующую систему координат: ось X направлена на юг, ось Y — по параллели на восток, ось Z — вертикально вверх. На выделенный объем в направлении оси X

будет действовать сила $[P - (P + \frac{\partial P}{\partial x})] = -\frac{\partial P}{\partial x} dx dy dz$. Если силу градиента давления отнести к единице

массы, то для составляющих этой силы в направлениях координат X, Y, Z будут справедливы выражения

$$G_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}; G_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}; G_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g; \text{Выражение } G_z \text{ учитывает силу тяжести направленную вниз.}$$

2. Сила тяжести

Сила тяжести действует только в вертикальном направлении и вместе с силой давления дает суммарную силу G_z действующую по вертикали. Если жидкость находится в статическом равновесии или движется

горизонтально (без вертикальных ускорений), то $G_z = 0$ и тогда $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = g; \frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho$ т.е. в этом случае

справедливо уравнение гидростатики.

3. Сила Кориолиса

В силу вращения Земли на каждую частицу жидкости, движущуюся со скоростью V по отношению к земной поверхности, действует сила Кориолиса. Отнесенная к единице массы эта сила имеет вид

$$F^K = 2[V \times \omega], \text{ где } \omega \text{ — угловая скорость вращения Земли. Вектор } \vec{\omega} \text{ параллелен земной оси и}$$

направлен с юга на север. Раскрывая векторное

произведение, получим составляющие силы Кориолиса, действующие по осям:

$$F^K = 2(v_y \omega_z - v_z \omega_y) = 2\omega v_y \sin \varphi$$

$$F^K = 2(v_z \omega_x - v_x \omega_z) = -2\omega v_z \cos \varphi - 2\omega v_x \sin \varphi \text{ Если выбрать систему координат в некоторой точке так,}$$

$$F^K = 2(v_x \omega_y - v_y \omega_x) = -2\omega v_y \cos \varphi$$

чтобы ось X была направлена на юг, ось Y — по параллели на восток, а ось Z — вертикально вверх, то

$$\omega_x = \omega \cos \varphi$$

получим. $\omega_x = 0$

$$\omega_z = \omega \sin \varphi$$

Здесь φ — широта географическая, т.е. угол между плоскостью экватора Земли и радиусом-вектором,

проведенным из ее центра в рассматриваемую точку. В атмосфере и гидросфере $v_z \ll v_x$ и $v_z \ll v_y$,

поэтому величиной v_z обычно пренебрегают и получают составляющие силы Кориолиса в виде

$$F^K = 2\omega v_y \sin \varphi$$

$$F^K = -2\omega v_x \sin \varphi$$

$$F^K = -2\omega v_y \cos \varphi$$

4. Силы вязкости

Рассмотрим случай, когда скорость потока меняется только по координате Z , т.е. по высоте. В этом случае молекулы жидкости, переходя с горизонта $z + dz$ на горизонт z , будут переносить на этот горизонт то количество движения, которое они имели на горизонте $z + dz$. Соударяясь с молекулами на горизонте z , они будут сообщать им или отнимать у них дополнительное количество движения, что по закону Ньютона можно

рассматривать как результат действия некоторой силы. Эта сила, отнесенная к единице поверхности, носит

название напряжения молекулярного трения и записывается следующим образом: $\tau_M = \eta \frac{dV}{dz}$, где η —

коэффициент динамической молекулярной вязкости. Для подсчета результирующей силы трения

необходимо учесть влияние трения на выделенный объем жидкости со стороны как вышележащих, так и

нижележащих слоев. Тогда можно записать: $\left[\left(\tau_M + \frac{d\tau_M}{dz} dz \right) - \tau_M \right] dx dy = \frac{d\tau_M}{dz} dx dy dz$. Отнеся эту

величину к единице массы, т. е. поделив на $\rho dx dy dz$, получим $\frac{1}{\rho} \frac{d\tau_M}{dz} = \frac{\eta}{\rho} \frac{d}{dz} \left(\frac{dV}{dz} \right) = \nu \frac{d^2 V}{dz^2}$, где

$\nu = \eta / \rho$ — коэффициент кинематической молекулярной вязкости. Так как для воды $\rho_w = 1 \text{ г} / \text{см}^3$, то численные значения коэффициентов динамической и кинематической вязкости равны: $|\eta_w| = |\nu_w|$. Для воздуха это не так и $|\eta_a| \neq |\nu_a|$. Если скорость потока есть функция всех трех координат, т. е. $V = V(x, y, z)$, то выражения для молекулярных сил трения будут иметь более сложный

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_M}{\partial x} = \nu \left(\frac{\partial^2 V_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V_x}{\partial z^2} \right)$$

вид: $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_M}{\partial y} = \nu \left(\frac{\partial^2 V_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V_y}{\partial z^2} \right)$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_M}{\partial z} = \nu \left(\frac{\partial^2 V_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_z}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V_z}{\partial z^2} \right)$$

Объединим теперь все, что сказано о силах, действующих на частицу воды. Согласно закону механики можно записать: $ma = \sum F$, где m — масса, a — ускорение. Запишем этот закон применительно к объему жидкости единичной массы в декартовой системе

координат: $\frac{dV}{dx} = \sum F_x$; $\frac{dV}{dy} = \sum F_y$; $\frac{dV}{dz} = \sum F_z$; В левой части этих выражений стоят полные производные скорости по времени: $\frac{dV_x}{dt} = \frac{\partial V_x}{\partial t} + \frac{\partial V_x}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial V_x}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial V_x}{\partial z} \frac{dz}{dt}$

Аналогичный вид имеют выражения для полных $\frac{dV_y}{dt}$; $\frac{dV_z}{dt}$. Первый член в правой части выражения

отражает чисто временное изменение скорости в данной точке. Вторым и третий члены называют адвективными, четвертый член — конвективным. Используя полученные выше выражения для действующих сил, запишем уравнение движения в векторном виде:

$$\frac{dV}{dt} + 2[\omega \times V] = -\frac{1}{\rho} \nabla P + gk + \nu \Delta V. \text{ Здесь } k \text{ — единичный вертикальный вектор. Без учета вязкости}$$

(идеальная жидкость) и силы Кориолиса уравнение принимает следующий вид: $\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + gk$. Это

уравнение носит название уравнения Эйлера. Для вязкой несжимаемой жидкости было получено уравнение

Навье-Стокса: $\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + gk + \nu \Delta V$. В уравнениях подлежат определению следующие неизвестные

величины: P, V_x, V_y, V_z . Система незамкнута, так как уравнений три, а неизвестных четыре.

Уравнение неразрывности

Физический смысл уравнения неразрывности заключается в следующем: сумма массы, втекающей в единицу объема в единицу времени, и массы, вытекающей из того же объема за тот же промежуток времени, равна изменению массы, происходящему в единицу времени вследствие изменения плотности. Для нестационарного течения сжимаемой жидкости уравнение неразрывности имеет вид:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho V) = 0. \text{ Если жидкость несжимаема, т.е. } \rho = \text{const}, \text{ то уравнение неразрывности примет вид}$$

$\text{div} V = 0$. Для решения задач динамики атмосферы и гидросферы необходимо также добавить уравнения состояния, так как плотность воздуха есть функция температуры, давления и влажности, а

плотность воды — функция температуры, солёности и давления:

$$P_a = \rho_a R T_a$$

$$\rho_w = \rho(T_w, S, P)$$

Таким образом, системы уравнений для атмосферы и океана содержат по пять уравнений каждая. Для решения поставленной задачи необходимо задать граничные и начальные условия. В качестве начальных условий задаются распределения по высоте (в воздухе) и по глубине (в океане) всех искомых функций в начальный момент времени. На поверхности раздела вода-воздух граничными условиями служат условия динамического и энергетического сопряжения. Корректное задание граничных и начальных условий представляет определенные трудности. Уравнения нелинейные и решение системы в полном виде сложно,

а зачастую и невозможно. Уравнение Навье-Стокса в виде $\frac{dV}{dt} + 2[\omega \times V] = -\frac{1}{\rho} \nabla P + gk + \nu \Delta V$ описывает

движение вязкой несжимаемой жидкости и не учитывает турбулентный характер движения водных масс. Коэффициент молекулярной кинематической вязкости ν является физической константой и не зависит от свойств самого потока. Значение ν зависит от температуры. При расчетах характеристик энерго-, тепло- и массо- обмена на границе раздела океан-атмосфера долгое время зависимость коэффициента молекулярной вязкости от температуры не учитывалась. Выше уже говорилось, что течения вод Мирового океана носят турбулентный характер. Для количественного описания развигото турбулентного движения, в котором физические величины испытывают, на первый взгляд, беспорядочные колебания, Рейнольдсом были получены уравнения, носящие ныне его имя. Рейнольдс предположил, что мгновенную скорость потока, наблюдаемую во времени в данной точке пространства, можно

записать в виде суммы двух членов: $V = \bar{V} + V'$ где $\bar{V}$ — осредненная составляющая вектора скорости, V' — его пульсационная составляющая. Введя такую форму записи составляющих скорости потока, Рейнольдс подставил предложенную им форму записи мгновенной скорости потока в уравнения Навье-Стокса и, проведя их осреднение, получил систему уравнений для определения средних значений составляющих

скорости турбулентного потока:
$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{V}_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \nu \nabla^2 \bar{V}_i + \frac{a}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_j} (-\rho \bar{V}_i V'_j)$$
 . Индексы i, j принимают

значения x, y, z . Как видим, в уравнениях появились новые члены вида $-\rho \bar{V}_i V'_j$. Они характеризуют потоки импульса, обусловленные турбулентным характером

движения в среде. Влияние турбулентности эквивалентно дополнительному воздействию силового характера. Появление дополнительных членов в уравнениях динамики делают систему уравнений незамкнутой и использованием только уравнения неразрывности замкнуть ее нельзя. Для замыкания системы уравнений широко используется гипотеза, позволяющая выразить турбулентные потоки переносимого свойства через их осредненные градиенты по аналогии с процессами молекулярного переноса. В общем случае коэффициенты турбулентного обмена представляют собой тензоры. При скалярном обмене, чем обычно и ограничиваются при решении практических задач, гипотеза

записывается в виде $\bar{\rho V'_k s'} = -\rho k_j \frac{\partial \bar{s}}{\partial x_j}$, где ρ — плотность, s — переносимое свойство, k_j — коэффициент

турбулентного обмена. Вводимые таким образом коэффициенты турбулентного обмена не являются физическими постоянными, а зависят от структуры, кинематики и масштабов турбулентного движения, характера исследуемого процесса и его масштабов. Проблема замыкания системы уравнений переносится на задание коэффициентов турбулентного обмена, что в значительном числе случаев сделать проще, чем задание самих турбулентных потоков.

Упрощение системы уравнений

При решении отдельных конкретных задач система уравнений динамики, как правило, может быть упрощена, поскольку при рассмотрении и описании конкретных явлений далеко не все члены в уравнениях равнозначны и некоторыми из них можно пренебречь. Рассмотрим наиболее употребляемые упрощения.

Приближение Буссинеска

Будем считать, что плотность воды определяется только ее температурой. В этом случае справедливо соотношение $\rho = \rho_0 (1 - k_T T')$, (здесь ρ_0 — некоторое среднее значение плотности, определяемое средним

значением температуры T_0 , T' — отклонение температуры от T_0 , $k_T = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dT} \right)_\rho$ коэффициент теплового

расширения жидкости). Подставим это выражение в уравнение. После несложных преобразований

уравнение можно переписать в виде:
$$\frac{\partial V}{\partial t} + (V * \nabla) V = -\frac{1}{\rho} \nabla P' + \nu \Delta V + g k_T T' k$$
 . Такая форма записи

уравнения носит название приближения Буссинеска и используется при описании конвективных процессов.

Геострофическое приближение

В природе имеют место случаи, когда движение водных или воздушных масс формируется под действием двух сил — силы градиента давления ∇P и силы Кориолиса. Остальные силы в этих ситуациях много меньше и ими можно пренебречь. Тогда

уравнения движения примут вид:
$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega V_y \sin \varphi = 0$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + 2\omega V_x \sin \varphi = 0$$

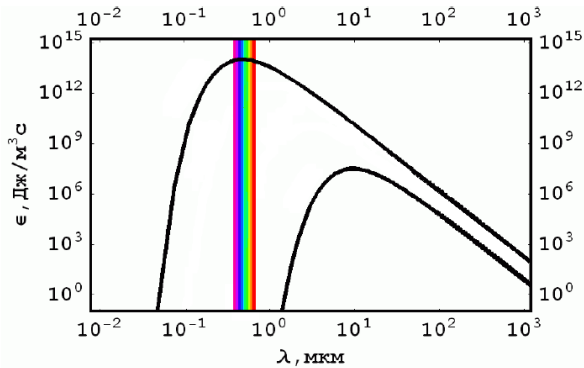
Отсюда можно определить скорости V_x, V_y которые называются составляющими геострофического

течения. Это приближение оказывается достаточно хорошим для скорости ветра выше 1,5 км, т.е. выше пограничного слоя, где уже не сказывается влияние сил трения о земную поверхность, и для глубинных течений в океане. Разность между действительным течением и геострофическим называется агеострофическим отклонением.

10. Радиационный обмен в системе Солнце-Земля-Космос. Оценка температуры Земли. Парниковый эффект.

Излучение Солнца и Земли:

$$T_{\odot} > T_{\oplus}$$



Основной источник энергии Солнца – термоядерные реакции, т.е. реакции, в которых участвуют ядра водорода, гелия и т.д.

Спектр излучения Солнца близок к спектру излучения абсолютно черного тела (всякое падающее на тело излучение им полностью поглощается).

Длина волны, для которой спектральная плотность излучения максимальна, определяется из:

$$\lambda_m T = \text{const} \approx 3 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{К}$$

Отсюда получается, что Земля ($T \approx 300 \text{ К}$) излучает с

максимумом спектральной плотности на длине волны $\lambda_m \approx 10^{-5} \text{ м}$ (инфракрасное излучение). Солнце

при температуре $T = 6000 \text{ К}$ имеет спектральный максимум на длине волны $\lambda_m \approx 0,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}$

(оранжевая область спектра). Таким образом, определяя спектральный максимум излучения тела, можно определить температуру равновесно излучающего тела. Пример равновесного теплового излучения –

реликтовое излучение с максимумом на длине волны $\lambda_m = 1 \text{ мм}$, что соответствует температуре $T = 3 \text{ К}$.

Оценка температуры Земли:

Отметим, что солнечное излучение, поглощаемое Землей, имеет спектральный максимум в высокочастотном оптическом диапазоне, а переизлучаемое Землей излучение имеет спектральный максимум в другом, менее высокочастотном – инфракрасном диапазоне спектра. Полный поток

равновесного теплового солнечного излучения поглощается на площади сечения Земли $\pi R_{\oplus}^2$ и частично отражается с коэффициентом отражения A (альбедо Земли). В стационарном режиме этот поток равен

потoku $\Phi_{\oplus}$ излучаемого Землей равновесного теплового излучения, который представляет собой

произведение площади поверхности Земли $4\pi R_{\oplus}^2$ на мощность излучения Земли в соответствии с законом Стефана-Больцмана:

$$S_{\odot} \pi R_{\oplus}^2 (1 - A) = \Phi_{\oplus} = 4\pi R_{\oplus}^2 \sigma T_{\oplus}^4$$

Перепишем соотношение для солнечной постоянной $S_{\odot}$ через мощность, излучаемую единицей

поверхности Солнца, умноженную на отношение квадрата радиуса Солнца $R_{\odot}$ к квадрату расстояния

Солнце-Земля D : $S_{\odot} = P_{\odot} \left(\frac{R_{\odot}}{D} \right)^2$. Тогда:

$$\left(\frac{R_{\odot}}{D} \right)^2 P_{\odot} (1 - A) R_{\oplus}^2 = 4\pi R_{\oplus}^2 \sigma T_{\oplus}^4$$

Мощность, излучаемая единицей поверхности Солнца, по закону Стефана-Больцмана, пропорциональна четвертой степени температуры Солнца:

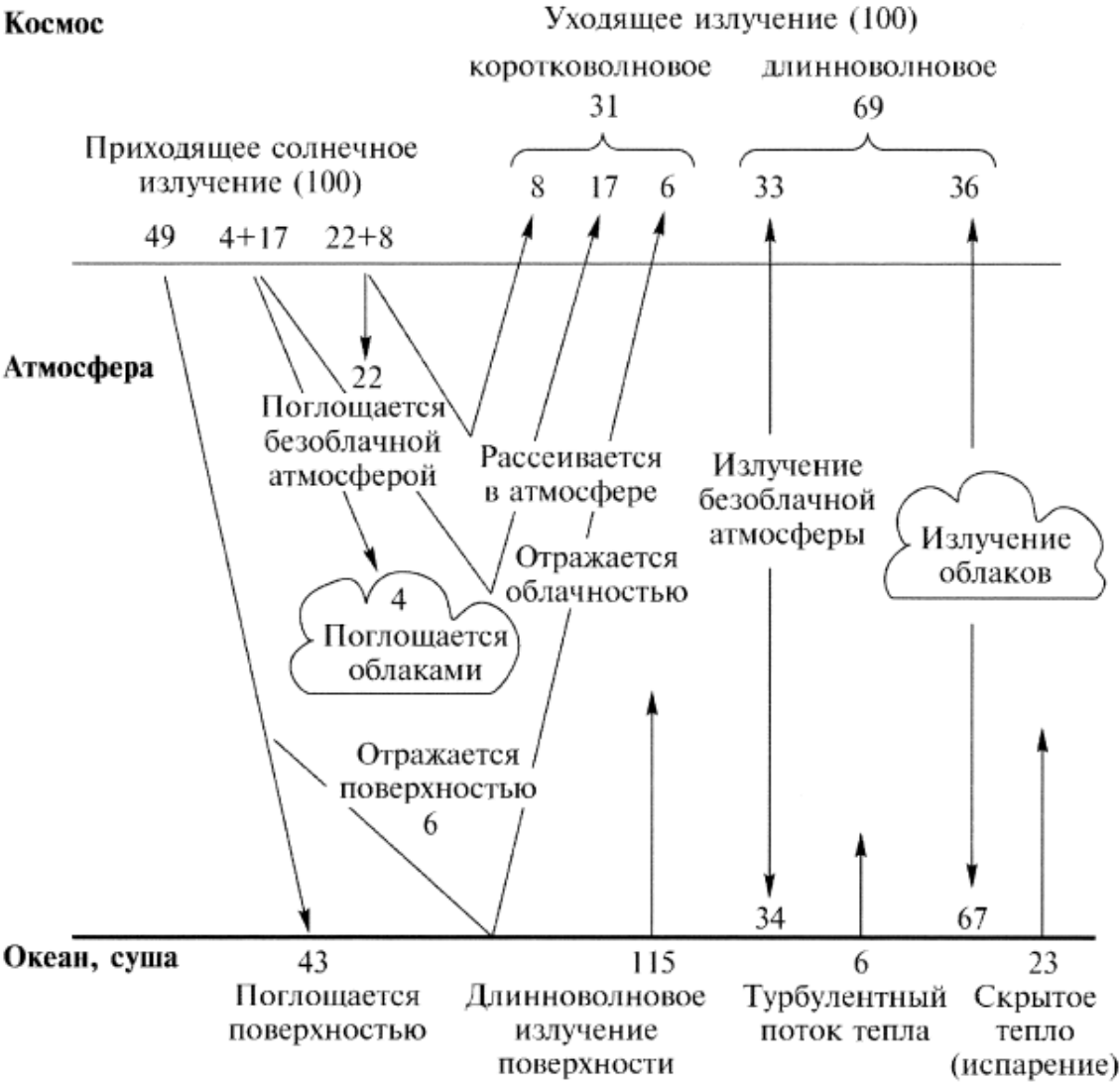
$$\left(\frac{R_{\odot}}{D} \right)^2 \sigma T_{\odot}^4 (1 - A) R_{\oplus}^2 = 4\pi R_{\oplus}^2 \sigma T_{\oplus}^4$$

Отсюда следует оценка температуры Земли: $T_{\oplus} = T_{\odot} \sqrt{\frac{R}{2D}} (1 - A)^{1/4} \approx 255 K \approx -18^{\circ}C$. (*)

(типичное значение $A \approx 0,3$, $T_{\odot} = 5770 K$, $R_{\odot} = 6,69 \cdot 10^8 м$, $D = 149,6 \cdot 10^9 м$)

Эта цифра была бы верна в отсутствие атмосферы Земли.

Усредненный радиационно-тепловой баланс в атмосфере:



На рисунке условно изображены два сорта излучения, одно – происходящее от Солнца, с максимумом по интенсивности в оптическом диапазоне, другое – уходящее от Земли. Уходящее излучение содержит как коротковолновое излучение, рассеянное и отраженное атмосферой и поверхностью Земли, так и длинноволновое, связанное с излучением самой планеты. Хотя поток энергии от поверхности Земли превышает 100%, никакого противоречия с законом сохранения энергии здесь нет, поскольку Земля получает 43% по энергии высокочастотным излучением и 101% (67+34-101%) низкочастотным ИК излучением от атмосферы, что составляет те же 144%. Т.о., между поверхностью Земли и атмосферой, благодаря парниковому эффекту, возникают встречные потоки энергии, которые дополнительно нагревают атмосферу и поверхность Земли. Если приравнять излучаемую Землей энергию равновесному излучению некоторого эквивалентного черного тела, то получим аналогичную (*) оценку температуры с дополнительным множителем $1,44^{1/4} \approx 1,1$, т.е. температура этого тела будет составлять $T \approx 280 K$. Согласно экспериментальным данным, атмосфера излучает в ИК диапазоне 170% (67% - безоблачная атмосфера и 103% - облака) энергии от первичного солнечного излучения. Если сопоставить излучаемую атмосферой энергию равновесному излучению некоторого эквивалентного черного тела, то аналогично для оценки температуры получим соотношение вида (*) с дополнительным множителем $1,7^{1/4} \approx 1,14$, что соответствует $T \approx 290 K$.

Механизм парникового эффекта заключается в следующем. Земля находится под воздействием потока излучения Солнца (основной энергетический вклад в поток космического излучения дает Солнце).

Излучение Солнца близко по своему спектральному составу к излучению абсолютно черного тела при температуре около 6000 К. Атмосфера Земли, ее поверхность частично отражают падающее излучение, частично поглощают. Поглощение энергии вызывает нагрев земной поверхности. Средняя температура земной поверхности составляет около 300 К. земная поверхность также излучает, но так как ее температура много ниже солнечной, основное излучение энергии происходит на частотах инфракрасного диапазона. Часть этого излучения поглощается парниковыми газами атмосферы. Парниковые газы пропускают излучение в видимом диапазоне и поглощают в инфракрасном. Т.о., парниковые газы удерживают на Земле дополнительное количество энергии.

Парниковые газы – это газы, задерживающие инфракрасные лучи, которые нагревают поверхность Земли и атмосферу. Наиболее важные: пары воды, двуокись углерода, метан, окись азота, озон, фреоны. парниковые газы могут иметь естественное (природное) и антропогенное происхождение.

Интегральные характеристики теплообмена в системе Земля-Космос можно грубо оценить, считая Землю точечным объектом. Тогда можно написать уравнение, описывающее температуру Земли:

$$C \frac{dT}{dt} = (1 - A)P - 4\pi\epsilon R^2 T^4$$

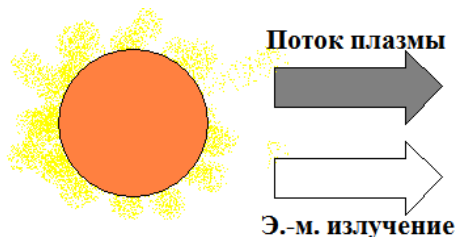
где C - теплоемкость Земли, ϵ - коэффициент, учитывающий отличие земной поверхности от абсолютно черного тела, P - мощность падающего на Землю излучения. Коэффициент отражения A является функцией температуры, причем эта зависимость более сильная, чем зависимость от температуры C и ϵ .

При $T = 0$ земная поверхность будет покрыта льдом, поэтому член $(1 - A)P$ будет достигать минимума. С увеличением T данное слагаемое монотонно растет. Анализ зависимости $C \frac{dT}{dt}$ от T дает три

стационарных состояния $T_a < T_0 < T_b$, в которых $C \frac{dT}{dt} = 0$. Два стационарных состояния T_a, T_b являются устойчивыми, третье T_0 - неустойчивое.

Состояние T_a соответствует глобальному оледенению, T_b - межледниковому периоду (современный климат).

11. Солнечная активность. Солнечный ветер. Магнитосфера Земли. Полярные сияния.



99% энергии образуется в ядре $0,25R_{\odot}$

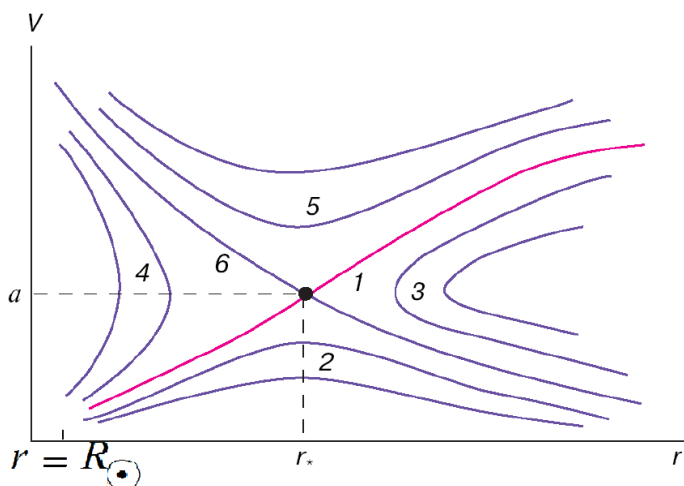
$T_{\text{ядра}} \sim 10^7 \text{ K}$
 $T_{\text{фотосфера}} \sim 6000 \text{ K}$
 $T_{\text{хромосфера}} \sim 10^4 \text{ K}$
 $T_{\text{корона}} \sim 10^6 \text{ K}$

Солнечная активность – совокупность нестационарных процессов на Солнце (пятна, протуберанцы, возрастание УФ, рентгеновское и радиоизлучения, вспышки).

- Все эти процессы связаны с магнитным полем Солнца
- Характерный период 11 лет (магнитный цикл)
- При смене цикла активности меняется полярность общего магнитного поля Солнца
- Вспышки на Солнце, как правило, наблюдаются вблизи пятен
- Периодичность: несколько слабых вспышек в сутки (сильные вспышки – редкое явление)
- В рентгеновском диапазоне интенсивность излучения возрастает до 4-5 порядков (температура излучающей плазмы $\sim 10^7 \text{ K}$)
- Развивается вспышка 1-15 мин, горит – до нескольких часов

Солнечный ветер – истечение разреженной плазмы из внешних областей солнечной короны в межпланетное пространство.

Причина возникновения:
$$V_r \frac{dV_r}{dr} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} - G \frac{M}{r^2}$$



Свойства солнечного ветра (СВ):

- Заполняет пространство до 200 а.е.
- Основные составляющие: протоны и электроны
- Скорость частиц 300-700 км/с
- Концентрация (при $r=1 \text{ а.е.}$) $n \sim 10 \text{ частиц/см}^3$
- $n \sim r^{-2}$
- число Маха (при $r = 1 \text{ а.е.}$) ~ 7

- 1950 – первые свидетельства о существовании СВ получены L. Biermann по анализу сил, действующих на хвосты планет
- 1957 – E. Parker показал, что вещество солнечной короны не может находиться в условиях гидростатического равновесия, а должно расширяться (со сверхзвуковыми скоростями)
- 1959 – впервые СВ зарегистрирован аппаратом Лына-2
- 1962 – существование постоянного истечения плазмы доказано измерениями амер. Маринер-2

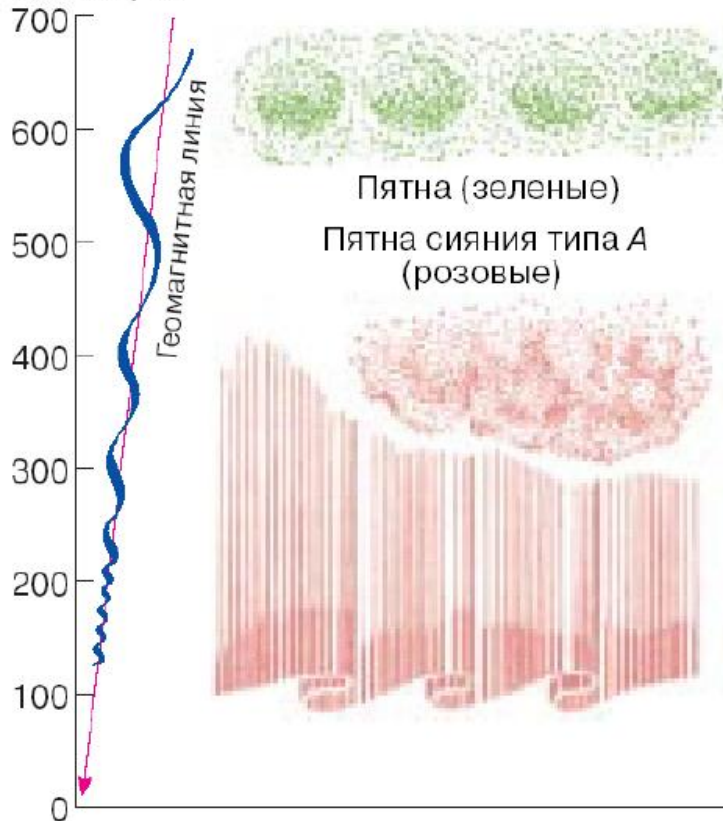
При обтекании препятствий (магнитных полей планет Меркурия, Земли, Юпитера, Сатурна или проводящих ионосфер Венеры, Марса) СВ разогревается и тормозится, при этом в СВ формируется полость - **магнитосфера**.

Магнитосфера Земли – область околоземного космического пространства, где физические процессы управляются в основном геомагнитным полем. В первом грубом приближении – это полость в потоке плазмы СВ.

Вспышки на Солнце порождают ударные волны, приход которых к Земле вызывает возмущения магнитосферы – магнитные бури.

Полярные сияния:

Высота, км



Полярные сияния – излучения атомов атмосферы, возбуждаемых в результате столкновения с частицами, выпадающими из радиационного пояса.

Атомы кислорода – зеленое и красное свечение,

Ионизированные молекулы азота – инфракрасное и фиолетовое.

12. Оптические явления в атмосфере.

Рассмотрим рассеивание оптических волн в атмосфере. Характер рассеяния, в первую очередь, зависит от соотношения между длиной волны и размером рассеивающих частиц. Если линейные размеры рассеивающих частиц много меньше длины волны ($a \ll \lambda$), то такое рассеяние называется рэлеевским. Молекулы воздуха имеют размеры порядка 0,1 нм, что на 2-3 порядка меньше длин волн УФ и видимого света. Рэлеевское рассеяние рассматривается в дипольном приближении, когда рассеиватель можно заменить элементарным классическим излучателем – электрическим диполем, находящимся в поле электромагнитной волны. Тогда вектор Умова-Пойнтинга S рассеянной волны определяется выражением:

$$\vec{S} = [\vec{E} \times \vec{H}] = \frac{\mu_0}{4\pi} \left| \ddot{\vec{d}} \right|^2 \sin^2 \Theta \frac{\hat{r}}{cR^2} \quad (1)$$

Где $\vec{d} = e\vec{r}$ - дипольный момент осциллятора (молекулы) с радиусом-вектором $\vec{r}$, $\hat{r}$ - единичный радиус-вектор, направленный от рассеивателя к точке наблюдения, R - расстояние между рассеивателем и точкой наблюдения, Θ - угол между $\vec{d}$ и $\vec{r}$, c - скорость света. Интенсивность излучения диполя равна нулю в направлении вдоль диполя $\vec{d}$, по мере увеличения угла Θ интенсивность нарастает и достигает максимума на всех направлениях, перпендикулярных диполю.

Вторая производная дипольного момента по времени $\ddot{\vec{d}}$ пропорциональна квадрату частоты ω распространяющейся электромагнитной волны при условии, что $\omega \ll \omega_0$ - собственных частот осцилляторов, находящихся в УФ диапазоне спектра. Отсюда интенсивность рассеяния, определяемая вектором Умова-Пойнтинга, пропорциональна четвертой степени длины волны:

$$S \sim \omega^4 \sim \frac{1}{\lambda^4} \quad (2)$$

Такую зависимость интенсивности рассеяния от частоты (длины волны) называют иногда законом Рэлея. Закон Рэлея объясняет, в частности, голубой цвет неба и красноватый цвет Солнца на восходе и заходе. При наблюдении небосвода днем в глаз попадает рассеянное излучение, в котором преобладает высокочастотная (голубой - фиолетовый) часть спектра. На восходе и заходе мы наблюдаем свет, в котором в результате рэлеевского рассеяния высокочастотная часть спектра видимого света ослаблена сильнее низкочастотной (красно-оранжевый), поэтому цвет Солнца приобретает красноватый оттенок. Существует заметная разница в длине пути пересекающих атмосферу солнечных лучей на восходе-закате или когда Солнце находится в зените. В последнем случае путь и соответственно рассеяние высокочастотной части спектра много меньше, и цвет Солнца меняется незначительно – оно приобретает лишь желтоватый оттенок.

В реальной атмосфере всегда содержится значительное количество аэрозоля (капельки воды и водных растворов, частицы минеральной и органической пыли, частицы сажи и пр.). Теория рассеяния и поглощения света частицами аэрозоля, разработанная Ми также в начале XX в., описывает характеристики рассеяния и поглощения света частицами с размерами, сопоставимыми или превышающими длину волны оптического излучения. Главной особенностью рассеяния Ми является его слабая зависимость от длины волны (в отличие от сильной степенной зависимости 2) для частиц, размеры которых существенно меньше длины волны излучения.

В оптике атмосферы известны разнообразные явления, связанные с рассеянием Ми на разных частицах атмосферы. Малая или полная непрозрачность тумана и его белесый цвет связаны с рассеянием Ми на каплях воды. При задымлении атмосферы небо приобретает белесый оттенок. Голубой в зените небосвод сереет к горизонту. Световые явления в атмосфере, сопровождающие восход и заход Солнца, определяются состоянием атмосферы, главным образом ее замутненностью; чем больше в атмосфере пыли и водяного пара, тем интенсивнее и разнообразнее окраски зари.

Рассмотрим некоторые оптические явления в атмосфере, связанные с преломлением (рефракцией) света. Как уже отмечалось выше, рефракционные эффекты в воздухе достаточно малы. Однако в силу заметного отличия показателей преломления воды и воздуха рефракция света в водяных каплях существенна. Именно рефракц. эффекты в каплях воды порождают такие интересные и красивые явления, как радуга и гало.

Радуга — разноцветная дуга на небосводе, возникающая в результате разложения солнечного света в каплях дождя на спектральные составляющие. Схема образования радуги приведена на рис. 1, а. Рефракция лучей в каплях дождя показана на рис. 1, б. Первичная радуга с угловым радиусом 41°

образуется за счет двукратного преломления и однократного отражения солнечного луча от внутренней поверхности капли, вторичная — с угловым радиусом 52° возникает за счет двукратного преломления и двукратного отражения луча в капле воды. Порядок следования цветов в первичной и вторичной радугах противоположен, как это ясно из схем рис. 16.3. Угловая ширина радуги составляет 1,7° для первичной и 3,1° для вторичной. Отражения от внутренней границы капли частичные, поэтому интенсивность вторичной радуги существенно меньше. Радуги более высоких порядков имеют столь малую интенсивность, что в атмосфере не наблюдаются, но могут быть зарегистрированы в лабораторных условиях.

Гало — радужное кольцо вокруг Солнца или Луны наблюдается при рассеянии прямых солнечных лучей на ледяных кристаллах облаков (обычно перистых и высокостолбчатых). Отражение и преломление света ледяными кристаллами перистостолбчатых облаков может приводить к ряду подобных оптических явлений: ложные солнца и луны, дуги, столбы, пятна.

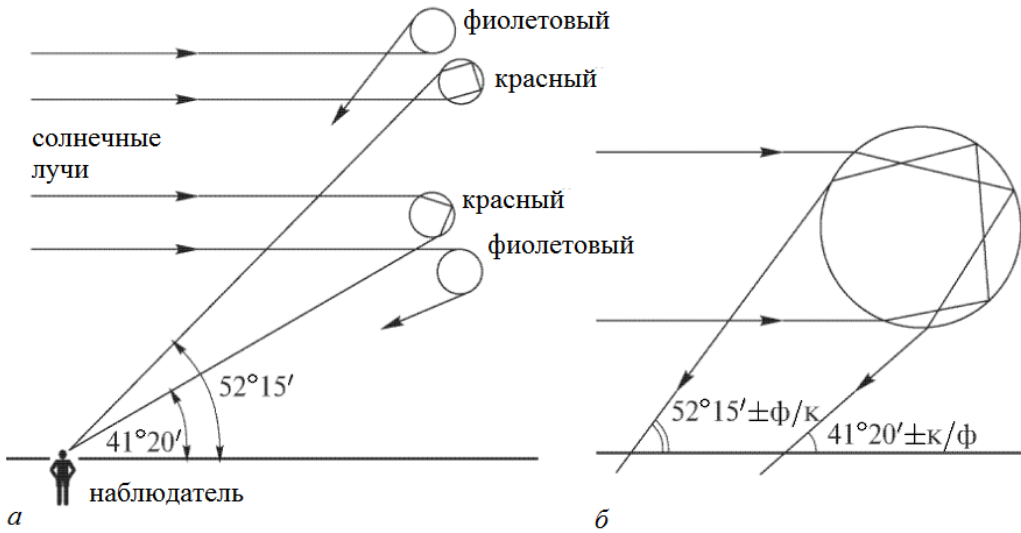


Рис. 1 Схема образования радуги (а) и рефракция лучей в капле дождя (б)

Как уже отмечалось выше, рефракционные эффекты в чистом воздухе достаточно малы. Тем не менее, рефракция световых лучей в атмосфере приводит к кажущемуся смещению видимого положения светил, к депрессии или расширению видимого горизонта, к возникновению различного рода миражей.

Преломление лучей определяется законом Снеллиуса, который можно представить в виде постоянства произведения показателя преломления среды на угол между лучом и нормалью к поверхности раздела или к «слоям» (к направлению градиента показателя преломления) среды:

$$n \sin \Theta = const$$

С увеличением показателя преломления уменьшается угол Θ , поэтому можно сказать, что при распространении луч «загибается» в сторону роста показателя преломления n или противоположно направлению градиента n . Показатель преломления тропосферы больше единицы. Добавка к единице пропорциональна плотности осцилляторов, т. е. плотности воздуха, поэтому градиент n имеет то же направление, что и градиент плотности воздуха. Нередко в атмосфере возникают сильные градиенты показателя преломления, что приводит к «загибанию» лучей в сторону таких градиентов. Этим объясняется явление миражей.

На рис. 2 приведены схемы нижнего и верхнего миражей. Нижний мираж (рис. 2, а) возникает при сильном прогреве воздуха у нагретой поверхности, градиент n при этом направлен вниз, что приводит к изгибу лучей и «отражению» их от воздуха вблизи нагретой поверхности. Поскольку рефракционные эффекты в воздухе все-таки слабые, такое явление наблюдается при малых (скользящих) углах падения, при этом можно наблюдать отраженные вниз предметы. Нижние миражи часто наблюдаются летом на прогретых дорогах с твердым покрытием. В отсутствии предмета вдали наблюдается отражение небосвода, что напоминает лужицы на дороге. Верхний мираж; (рис 2, б) возникает при скользящем отражении от слоя теплого воздуха, расположенного над охлажденным морем, при этом наблюдаются перевернутые изображения кораблей. При наличии приподнятого над поверхностью слоя инверсии или неоднократной перемены знака градиента показателя преломления с высотой могут

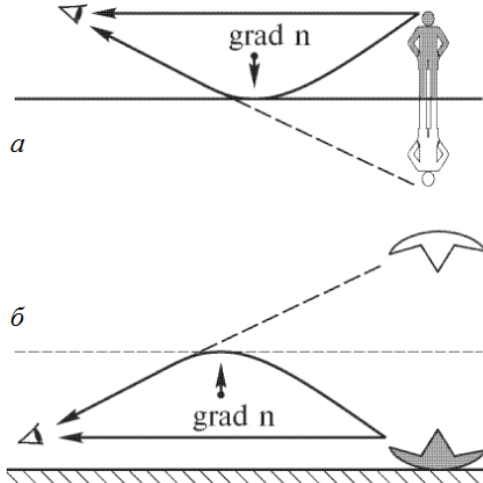


Рис. 2 Схемы образования нижнего(а) и верхнего(б) миражей

наблюдаться и более сложные миражи, состоящие из нескольких сдвинутых изображений объекта.

Здесь следует упомянуть и такие известные оптические атмосферные эффекты, как венцы и gloria. Венцы — светлые радужные кольца, окружающие Солнце, Луну, яркие звезды, фонари и другие источники при наблюдении их через тонкие облака. Gloria — аналогичные цветные кольца, но наблюдающиеся при отражении от облаков вокруг противосолнечной точки, например, наблюдаемые с самолета вокруг его тени на фоне облаков. Физически венцы и gloria обусловлены дифракцией света на взвешенных в воздухе каплях или кристаллах льда, в прошедшем или отраженном свете соответственно.

Показатель преломления плазмы для радиоволн меньше единицы. Нетрудно понять, что если показатель преломления уменьшается с высотой h (растет электронная концентрация), то угол отклонения луча от вертикали будет нарастать и достигнет $\pi/2$ на некоторой высоте h_0 , где произойдет «поворот» луча и распространение его к Земле:

$$n_0 \sin \Theta_0 = n(h) \sin \Theta(h) = n(h_0) \sin \frac{\pi}{2} = n(h_0)$$

Принимая во внимание, что у поверхности земли $n(h=0) \equiv n_0 = 1$, получим связь:

$$n^2(h_0) = 1 - \frac{f_p^2(h_0)}{f^2} = \sin^2 \Theta_0$$

Отсюда следует, что от ионосферы при наклонном зондировании отражаются радиоволны с

частотами, меньше частоты $f = \frac{f_p}{\cos \Theta_0}$, которую называют критической частотой при наклонном

зондировании. Отражение на частотах зондирования, меньших частоты $f = f_p$, равной плазменной частоте, будет наблюдаться и при вертикальном падении на слоистую плазму, т. е. критическая частота при нормальном зондировании равна плазменной частоте. Напомним, что типичные критические частоты при нормальном зондировании или плазменные частоты ионосферы порядка

$f_p \sim 10 \text{ МГц}$ (чаще всего в пределах 1-5 МГц для Е-слоя и 5-15 МГц для F-слоя). Такое отражение радиоволн от ионосферы — аналог полного внутреннего отражения в оптике. В области, где показатель преломления становится чисто мнимым, волна экспоненциально затухает. Траектория луча в слоистой плазме схематично изображена на рис. 3. Именно таким образом распространяются короткие радиоволны в ионосфере, испытывая многократные отражения от Земли. Такие многоскачковые траектории иногда неоднократно огибают земной шар, и наблюдается явление кругосветного эха радиосигналов.

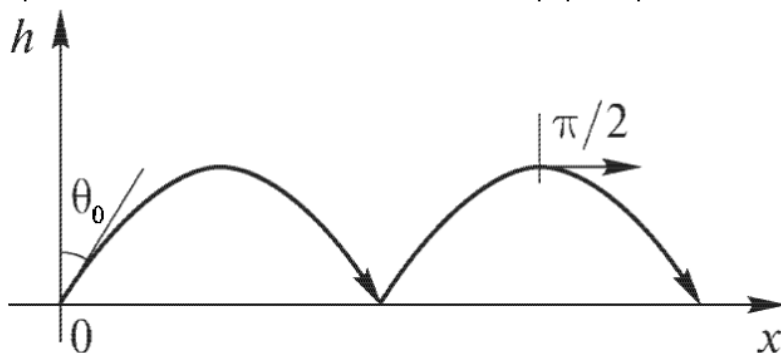


Рис. 3. Траектория лучей в слоистой плазме с отражением радиоволн от Земли, когда концентрация плазмы растет с высотой h