

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

Термин литосфера имеет греческое происхождение (литос – камень, сфера – шар) и означает – твёрдая оболочка Земли. Состоит из земной коры и верхней части мантии.

В строении литосферы выделяют подвижные области (складчатые пояса) и относительно стабильные платформы (рис. 3.1).

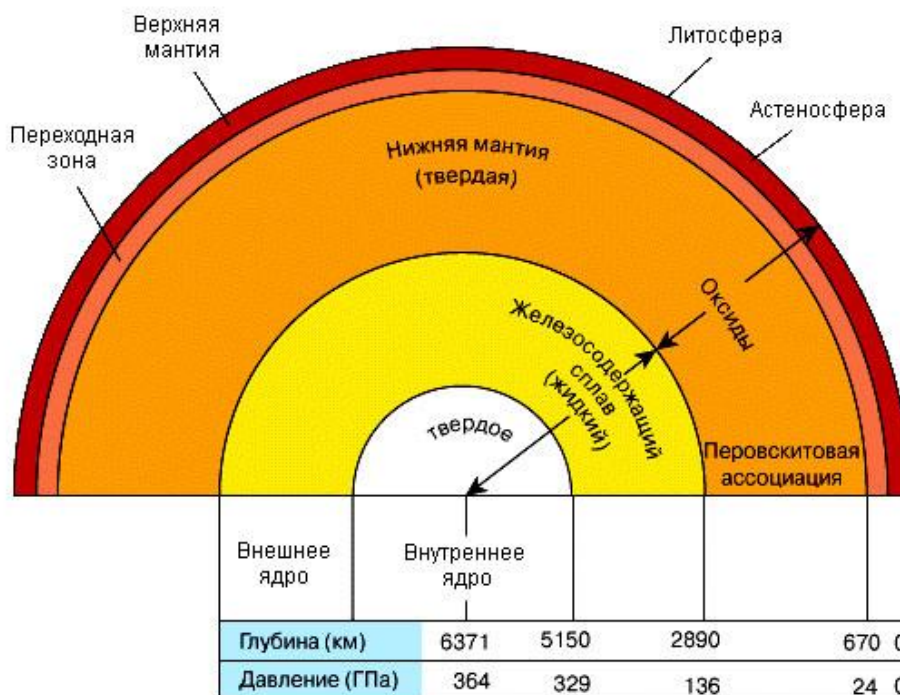


Рис. 3.1. Внутреннее строение Земли

Литосфера под океанами и континентами значительно различается.

Литосфера под континентами состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоёв общей мощностью до 80 км.

Литосфера под океанами претерпела множество этапов частичного плавления в результате образования океанической коры, она сильно обеднена легкоплавкими редкими элементами, в основном состоит из дунитов и гарцбургитов, её толща составляет 5-10 км, а гранитный слой полностью отсутствует.

3.1. Землетрясения

Основные понятия и характеристика землетрясений.

Землетрясения представляют собой подземные колебания и толчки земной поверхности, возникающие в результате внезапных смещений и разрывов в земных недрах.

Землетрясения относятся к числу наиболее опасных сейсмических процессов и по своим разрушительным последствиям не имеют себе равных среди природных явлений. Внезапность и огромная разрушительная сила землетрясений часто приводят к большому числу человеческих жертв и уничтожению огромных материальных ценностей.

Вся поверхность земного шара делится на несколько огромных частей земной коры, которые называются тектоническими литосферными плитами – североамериканская, евроазиатская, африканская, южно-американская, тихоокеанская и атлантическая (рис. 3.2). Районы, расположенные вблизи границ тектонических литосферных плит в наибольшей степени подвержены землетрясениям.

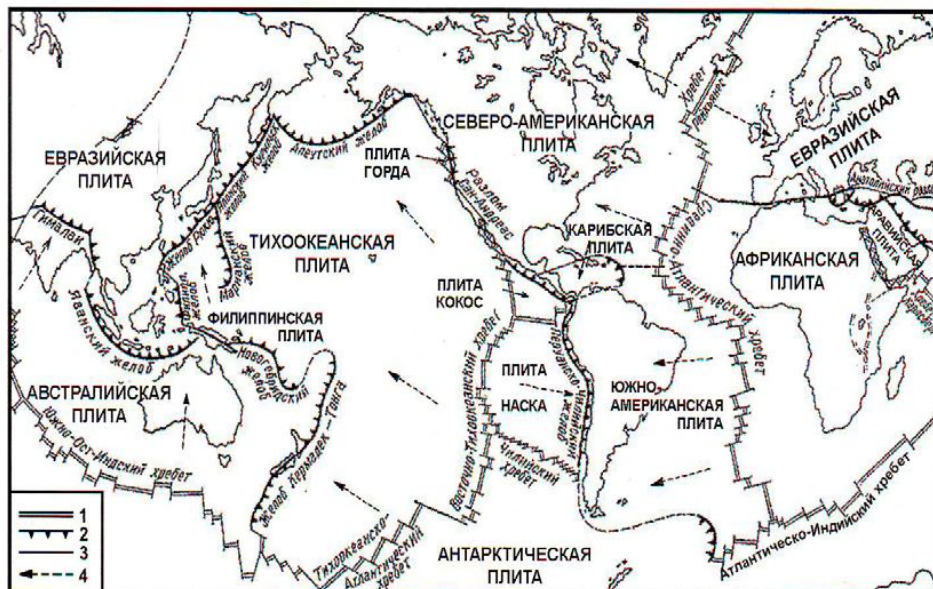


Рис. 3.2.

Тектонические литосферные плиты

В результате медленных течений горячего пластичного вещества в недрах, тектонические литосферные плиты находятся в постоянном движении - раздвигаются, сдвигаются или скользят одна относительно другой. Такие перемещения плит составляют несколько сантиметров в год. В результате процесса движения плиты сталкиваются друг с другом. В зонах столкновения происходят изменения поверхности Земли – образуются складки, трещины и т.д., происходят землетрясения.

Для измерения силы землетрясения используются две шкалы: одна для измерения интенсивности, другая для измерения магнитуды.

Интенсивность землетрясения (сейсмических колебаний грунта) – это степень сотрясения грунта на поверхности Земли, ощущаемого в различных точках зоны воздействия землетрясения. Величина интенсивности определяется на основании оценки фактических разрушений, воздействия на объекты, здания и почву, последствий для людей.

Интенсивность сейсмических колебаний грунта на поверхности Земли измеряется в баллах. В России используется 12-бальная шкала интенсивности Медведева-Шпонхойера-Карника (MSK-64). Согласно этой шкале принята следующая градация интенсивности землетрясений:

1-3 балла – слабые колебания (к разрушениям не приводят);

4-5 балла – ощутимые колебания (ощущаются населением и приводят к появлению отдельных трещин в постройках);

6-7 баллов – сильные колебания (приводят к разрушениям, как правило, ветхих построек);

8 баллов – разрушительные колебания (частично разрушаются прочные здания, падают фабричные трубы);

9 баллов – опустошительные колебания (разрушается большинство зданий);

10 баллов – уничтожающие колебания (разрушаются мосты, возникают оползни, обвалы);

11 баллов – катастрофические колебания (разрушаются все сооружения, изменяется ландшафт);

12 баллов – губительные колебания (вызывают изменения рельефа местности на обширной территории).

Магнитуда землетрясения (M) – это величина пропорциональная энергии, выделяемой в очаге землетрясения. Она определяется с помощью прибора, называемого сейсмографом.

Показания прибора (амплитуда и период сейсмических волн) указывают на количество энергии упругой деформации, выделяемой в процессе землетрясения, которая может составлять до сотен тысяч миллионов кВт/час (10^{20}).

Шкала амплитуд была разработана американским сейсмологом Чарльзом Френсисом Рихтером (1900-1985) в 1935 году. Рихтер для характеристики энергии землетрясения в качестве эталона (точки отсчёта) предложил принять такую энергию, при которой на расстоянии 100 км от эпицентра стрелка сейсмографа стандартного типа отклоняется на 1 мкм, т. е. энергия землетрясения определяется как десятичный логарифм отношения амплитуды сейсмических волн замеренных на каком-либо расстоянии от эпицентра, к эталону. Изменение отношения на 10 соответствует изменению значения интенсивности колебания грунта на поверхности земли на 1 единицу. Например, амплитуда землетрясения равна 300000, эталон равен 10. По шкале Рихтера амплитуда землетрясения составит: $300000 : 10 = \log 300000 = 4,48$.

Наиболее употребительной для измерения величины сильных землетрясений в России является магнитуда, вычисляемая по поверхностным волнам на основе соотношения

$$M = \lg \left(\frac{A}{T} \right) + B \lg \Delta \epsilon, \quad (3.1)$$

где: A , T – амплитуда и период колебаний в волне;

Δ – расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения;

B и ϵ – константы, зависящие от условий расположения станции наблюдения.

Шкала магнитуд даёт относительную силу землетрясения, но из нее мало, что можно узнать о физических свойствах сейсмического источника. Поэтому рассчитывают также общую энергию E излученных очагом упругих (сейсмических) волн. В первом приближении энергия пропорциональна произведению квадрата амплитуды волны A , отнесенной к периоду T , на длительность t прохождения волны через точку регистрации

$$E = c \left(\frac{A}{T} \right)^2 t, \quad (3.2)$$

где: c – сила землетрясения.

При вычислениях учитывают геометрическое расхождение и поглощение энергии на пути от очага до станции наблюдения.

Из сопоставления формул (1.1) и (1.2) видно, что не должно существовать линейного соответствия между магнитудой и энергией землетрясения. Примерная оценка соотношения между ними приводится в таблице 3.1.

Увеличение магнитуды на 2 единицы соответствует увеличению энергии в 1000 раз. Для получения примерно линейного соотношения между энергией и магнитудой можно воспользоваться логарифмом энергии

$$\lg E = a \cdot M + b \quad (3.3)$$

Признанными в мировой практике значениями коэффициентов a и b являются: $a = 1,5$, $b = 11,8$.

Для оценки величины землетрясения отечественными сейсмологами применяется также энергетический класс K . Он равен десятичному логарифму сейсмической энергии, измеренной в джоулях, например, $K = 15$ соответствует $E = 10^{15}$ Дж = 10^{22} эрг.

Для связи между энергетическим классом и магнитудой землетрясений в России принято применять соотношение:

для южных районов

$$K = 1,8M + 4,6; \quad (3.4)$$

для Дальнего Востока

$$K = 1,5M + 4,6 \quad (3.5)$$

Обобщенную зависимость между длиной разрыва и магнитудой можно представить формулой:

$$\lg L = c \cdot M + d, \quad (3.6)$$

аналогичную зависимость между длиной разрыва и энергетическим классом формулой:

$$\lg L = e \cdot K (\text{Дж}) + f \quad (3.7)$$

Таблица 3.1.

Соотношения между магнитудой M и энергией E землетрясений

Магнитуда землетрясения (M)	Энергия землетрясения (E), эрг
8,5	$3,6 \cdot 10^{24}$
8,0	$6,3 \cdot 10^{23}$
7,5	$1,1 \cdot 10^{23}$
7,0	$2,0 \cdot 10^{22}$
6,5	$3,6 \cdot 10^{21}$
6,0	$6,3 \cdot 10^{20}$
5,5	$1,1 \cdot 10^{20}$
5,0	$2,0 \cdot 10^{19}$
4,5	$3,6 \cdot 10^{18}$
4,0	$6,3 \cdot 10^{17}$

В эти зависимости вводятся поправки, зависящие от глубины очага. Если воспользоваться значениями коэффициентов в (3.7) $e = 0,244$, $f = 2,266$, то длина разрыва в очаге землетрясения 13-го, 15-го или 17-го энергетического класса

(магнитуда 6, 7 или 8) в среднем составит 8, 25 или 76 км. На практике, например, длина разрыва от Нефтегорского землетрясения на Сахалине 27 мая 1995 г. с магнитудой 7,7 составила 40 км, а при Спитакском землетрясении в Армении 7 декабря 1988 г. с магнитудой 6,9 серия разрывов прослеживалась на расстоянии до 35 км. Форма поверхности главного разрыва при землетрясении напоминает эллипс, так что ширина разрыва W в несколько раз меньше его длины L . Для сильнейших землетрясений отношение L / W может достигать 20–30, а в среднем колеблется на уровне $L / W = 2$.

Величины относительных смещений берегов связаны с длиной разрыва соотношениями типа:

$$\lg D = g \cdot \lg L + h \quad (3.8)$$

Значения коэффициентов g и h здесь таковы, что длина разрыва, измеряемая километрами, на 5 порядков по величине превосходит амплитуду смещений, измеряемых метрами.

Статистика землетрясений с различными магнитудами приведена в таблице 3.2.

Чем больше амплитуда волны, тем сильнее землетрясение. Опыт показывает, что разрушительными оказываются землетрясения, начиная с магнитуды 5,5, а сильнейшие из них имеют магнитуду около 9.

Таблица 3.2

Статистика землетрясений с различными магнитудами

Магнитуда	Число толчков за десятилетие	Энергия высвобожденная за десятилетие, Дж
8,5–8,9	3	$156 \cdot 10^{16}$
8,0–8,4	11	$113 \cdot 10^{16}$
7,5–7,9	31	$80 \cdot 10^{16}$
7,0–7,4	149	$58 \cdot 10^{16}$
6,5–6,9	560	$41 \cdot 10^{16}$
6,0–6,4	2100	$30 \cdot 10^{16}$

Гипоцентром (фокусом) землетрясения называют условный центр очага на глубине, а эпицентром – проекция гипоцентра на поверхность Земли (рис. 3.3).

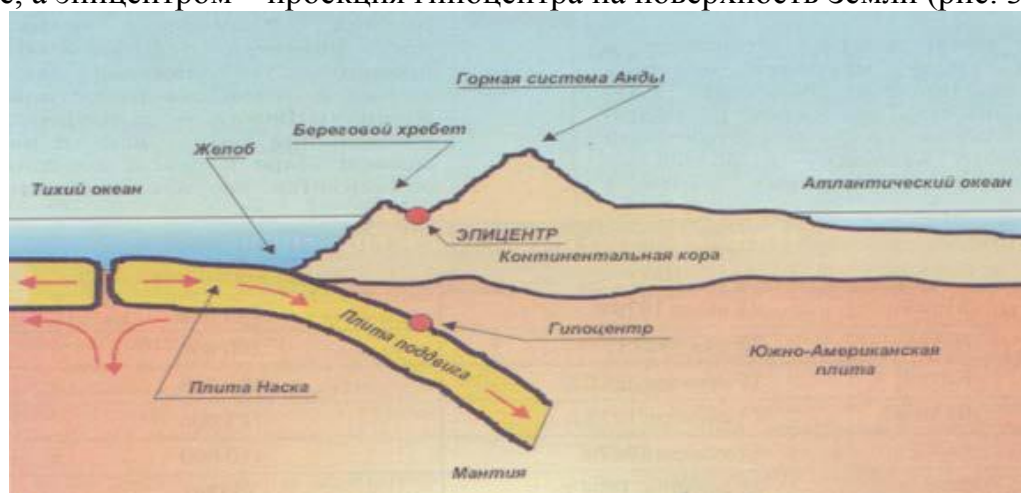


Рис. 3.3. Места расположения гипоцентра и эпицентра

По глубине расположения гипоцентров землетрясения делятся на три типа: мелкофокусные (0-70 км), среднефокусные (70-300 км), глубокофокусные (300-700 км). Чаще всего очаги землетрясений сосредоточены в земной коре на глубине 10-30 км. Как правило, главному подземному сейсмическому удару предшествуют локальные толчки – форшоки. Сейсмические толчки, возникающие после главного удара, называются афтершоками.

Сейсмические волны, образующиеся при мгновенной деформации в очагах землетрясений, производят основную разрушающую работу на поверхности Земли. Известны три типа упругих волн, создающих такие сейсмические колебания, которые ощущаются людьми и вызывают разрушения: объёмные продольные (Р-волны); объёмные поперечные (S-волны); поверхностные волны.

Продольные волны представляют собой чередование зон сжатия и растяжения горных пород, и они проходят через твёрдые, жидкие и газообразные вещества. При своём распространении продольные волны как бы попеременно сжимают горные породы или растягивают их.

Поперечные волны – при своём распространении сдвигают частицы вещества под прямым углом к направлению своего пути. Они не распространяются в жидкой среде, так как модуль сдвига в жидкости равен нулю. Скорость поперечных волн меньше продольных. Эти сейсмические волны раскачивают и смещают поверхность грунта как по вертикали, так и по горизонтали.

Среди поверхностных волн различают волны Лява и волны Рэлея.

Волны Лява (L)заставляют частицы грунта колебаться из стороны в сторону горизонтальной плоскости, параллельной земной поверхности под прямым углом к направлению своего распространения.

Волны Рэлея (R)возникают на границе раздела двух сред и воздействуют на частицы среды, заставляя их двигаться по вертикали и горизонтали в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волн. Скорость волн Рэлея меньше, чем волн Лява, и обе они распространяются медленнее, чем продольные и поперечные сейсмические волны, и довольно быстро затухают с глубиной, а также с удалением от эпицентра землетрясения.

Предвестники землетрясений.

Каждое сильное землетрясение приводит к частичной разгрузке накопленных в данном месте сейсмоактивного района напряжений. При этом напряжения по абсолютной величине уменьшаются в районе очага землетрясений всего на 50–100 кг/см², что составляет только первые проценты от существующих в земной коре. Однако этого достаточно для того, чтобы следующее сильное землетрясение в данном месте произошло через довольно значительный промежуток времени, исчисляемый десятками и сотнями лет, так как скорость накопления напряжений не превышает 1 кг/см² в год. Энергия землетрясения черпается из окружающего очаг объема пород. Поскольку максимальная упругая энергия, которую может накопить горная порода до разрушения, определена как 10³ эрг/см³, существует прямо пропорциональная зависимость между энергией землетрясения и объемом пород, отдающих свою упругую энергию во время землетрясения. Естественно, что промежуток времени между последовательными сильными землетрясениями будет возрастать с увеличением энергии (магнитуды) землетрясения. Таким образом, мы приходим к понятию сейсмического цикла.

На основе анализа сейсмичности Курило-Камчатской дуги обосновано, что землетрясения магнитуды $M = 7,75$ повторяются в среднем через 140 ± 60 лет. Длительность сейсмического цикла T зависит от энергии землетрясения E :

$$\lg T \text{ (лет)} = \frac{1}{3} \lg E_{(Дж)} - 3,5 \quad (3.9)$$

Существенным для прогноза землетрясений является то, что сейсмический цикл распадается на 4 основных стадии. Само землетрясение длится несколько минут и составляет стадию I. Затем наступает стадия II постепенно уменьшающихся по частоте появления и энергии афтершоков.

Для сильных землетрясений она длится несколько лет и занимает около 10% сейсмического цикла. Во время стадии афтершоков продолжается постепенная разгрузка очаговой области. Затем наступает длительная стадия сейсмического покоя, занимающая до 80% всего времени сейсмического цикла. Во время этой стадии происходит постепенное восстановление напряжений. После того, как они снова приблизятся к критическому уровню, сейсмичность оживает и нарастает до момента следующего землетрясения. IV стадия активизации сейсмичности занимает примерно 10% сейсмического цикла. Большинство предвестников землетрясений возникают на IV стадии.