

рассеяние. В результате запись З. (сейсмограмма) на большом расстоянии от источника распадается на ряд волновых пакетов или фаз. Отождествление фаз и определение координат источника выполняются с помощью набора стандартных таблиц (годографов), задающих время пробега как ф-цию пройденного рассеяния и глубины источника.

Поверхностные волны формируются в результате интерференции объёмных волн и распространяются в верх. оболочке Земли, эфф. толщина к-рой зависит от периода колебаний. Характерной особенностью поверхностных волн является дисперсия скоростей. Поверхностные волны Лява и Рэлея различаются скоростью распространения и поляризацией колебаний. Траектория частицы в волне Рэлея имеет составляющие SV и вертикальную; волны Лява имеют поляризацию SH.

Частотный спектр сейсмич. колебаний лежит в диапазоне от сотен Гц до $\approx 3 \cdot 10^{-4}$ Гц. Колебания с частотами порядка сотен Гц регистрируются только вблизи источника. В НЧ-области (периоды порядка сотен секунд и более) сейсмич. волны приобретают характер собств. колебаний упругого шара. Собств. колебания Земли делятся на сфероидальные, имеющие поляризацию волн Рэлея, и крутильные с поляризацией волн Лява. Известный к настоящему времени спектр сфероидальных и крутильных колебаний Земли насчитывает неск. тысяч собств. частот.

Сейсмология и строение Земли. Представления о внутр. строении Земли в очень большой степени основаны на сейсмич. данных. В соответствии с этими данными Земля разделяется на кору, мантию, жидкую внешнюю и твёрдую внутреннюю части ядра. Кора отделяется от мантии границей Мохоровичича, находящейся под океанами на глубине ~ 10 км и погружающейся под материками до глубин порядка неск. десятков км. В большей части мантии скорости упругих волн растут с глубиной; исключениями являются зона на глубинах 100—300 км и слой D" в подошве мантии. Наиб. рост наблюдается на глубинах 300—700 км, называемых зоной фазовых переходов или переходной зоной. Резкое увеличение скоростей происходит на сейсмич. границах, находящихся на глубинах ок. 400—650 км; последняя часто рассматривается как граница между верхней и нижней частями мантии.

Механич. добротность мантии различна для продольных и поперечных волн; слой пониженной скорости на глубинах 100—300 км одновременно является зоной пониженной добротности. Пониженной добротностью характеризуется также внеш. зона внутр. ядра. Вопросы зависимости добротности от частоты носят дискуссионный характер.

Сейсмич. исследования структуры глубоких земных недр тесно связаны с изучением конвекции, к-рая приводит в движение литосферные плиты и контролирует т. о. тектонич. активность Земли. Трёхмерные модели Земли в целом и более детальные модели отд. регионов строятся методами сейсмич. томографии. Использование этих моделей при геодинамич. построениях опирается на связь скоростей распространения упругих волн с темп-рой и плотностью среды. Наиб. контрастные неоднородности скоростей распространения волн обнаруживаются в верхних (≈ 300 км) слоях мантии и в зоне D". Важным объектом сейсмич. исследований являются образования с высокими скоростями распространения волн, связанные с погружёнными в мантию плитами океанич. литосферы; эти неоднородности прослеживаются до глубины не менее 1000 км. Объектами структурных исследований являются также рельефы границы ядро — мантия и др. сейсмич. границ. Направление течений в мантии оценивается по характеру связанной с ними упругой анизотропии, обусловленной упорядоченной ориентировкой кристаллов.

Сейсмичность и сейсмический очаг (источник сейсмич. волн). З. представляют одно из проявлений тектонич. активности Земли. По глубине очага З. разделяются

на неглубокие, промежуточные (до 300 км) и глубокие. Макс. глубина очагов глубоких З. ок. 700 км; почти все они сосредоточены в области Тихоокеанского пояса. Происхождение глубоких З. связывают с разрядкой упругих напряжений в погружающихся плитах океанич. литосферы. Большинство неглубоких З. (глубина очага до 80 км) происходит у границ литосферных плит и связано с разрядкой упругих напряжений, накапливающихся при относит. движении блоков литосферы. Ок. 75% энергии неглубоких З. высвобождается в поясе, опоясывающей Тихий океан, и ок. 20% — в Альпийском поясе, протянувшегося от Средиземноморья до Гималаев. Помимо Тихоокеанского и Альпийского поясов местом сосредоточения большого числа неглубоких З. являются срединно-океанич. хребты. Кроме З. у границ литосферных плит известны сравнительно немногочисленные внутриплитовые З.

Величину З. характеризует параметр, называемый магнитудой (M) и оцениваемый по ф-ле вида

$$M = \lg(a/T) + C,$$

где a — амплитуда смещения в поверхностных волнах, T — период преобладающих колебаний, величина C учитывает зависимость амплитуды смещений от расстояния. Аналогичная классификация производится по наблюдениям P-волн. Практич. магнитуда оценивается по записям мн. сейсмич. станций. Удобство классификации З. по магнитуде объясняется тем, что величина M тесно связана с величиной высвобождённой при З. упругой энергии E . Одна из ф-л, связывающих энергию (в эргах) с M , имеет вид

$$\lg E = 12,24 + 1,44M.$$

Магнитуда сильнейших З. близка к 9, а соответствующая энергия $\sim 10^{25}$ эрг. В ср. по Земле число З. N связано с магнитудой M соотношением вида

$$\lg N = c - bM,$$

где c и b — постоянные ($b \approx 1$). Т. о., число З. логарифмически растёт с уменьшением магнитуды. Суммарная сейсмич. энергия почти полностью определяется вкладом сравнительно малочисленных сильнейших З.; они, как правило, относятся к категории неглубоких.

Для целей сейсмостойкого строительства чрезвычайно важны записи ускорений движения грунта в районе, окружающем очаг З. Такие записи получают с помощью спец. инструментов, рассчитанных на большие смещения, чем обычные сейсмографы. Однако инструментальных данных во мн. случаях оказывается недостаточно. Поэтому интенсивность сотрясений, вызванных З., измеряется в баллах по 12-балльной шкале. Балл обычно устанавливается по характеру повреждения построек и результатам опроса очевидцев. Сравнение с инструментальными данными показывает, что балл пропорционален логарифму макс. ускорения грунта. Результаты картирования балла в области, окружающей очаг З., представляются в виде схемы изосейст.

Кроме магнитуды и балльности очаг З. характеризует рядом др. параметров, устанавливаемых в результате интерпретации сейсмограмм. Большинство результатов в этой области получено с помощью модели очага в виде разрыва со смещением по внутр. поверхности (дислокац. модель). Анализ излучения в разл. направлениях от источника позволяет установить плоскость разрыва и направление подвижки по разрыву. Результаты такого анализа для З. в разл. районах Земли послужили одним из аргументов, обеспечивших широкое признание идей тектоники плит. В случае волн, длина к-рых много больше возбуждённого их разрыва, эквивалентом очага служит двойная пара сил, а из наблюдений определяется сейсмич. момент M_0 : $M_0 = \mu \times \text{ср. сдвиг} \times \text{площадь разрыва}$. Характерные значения M_0 лежат в диапазоне от 10^{30} дин·см (Чилийское З., 1960) до 10^{12} дин·см (для микровозмездтрясений). При наблюдениях в КВ-области выясняется, что сильное З. является