

Тема 2. *Физические и геологические
основы сейсморазведки*

Сейсмические волны в безграничной среде

Общие понятия

Однородное безграничное пространство - это наиболее простая модель среды, облегчающая рассмотрение основных исходных положений теории распространения сейсмических волн. Для практических целей эта модель среды мало пригодна, поскольку в реальной среде всегда присутствуют ***сейсмические границы***.

Сейсмические волны, распространяющиеся в горных породах, представляют собой колебания, возбуждаемые взрывами и невзрывными источниками. Как физические тела горные породы будем рассматривать в виде непрерывной совокупности отдельных частичек - сплошные среды с макроструктурой. В таком случае процессы, происходящие в горных породах, можно описывать ***законами классической механики***.

Напряжения и деформации

Процесс распространения *упругих (сейсмических) волн* в геологической среде это передача малых *деформаций* и вызвавших их *напряжений*.

Деформациями (от лат. «*deformatic*» - *искажение*) называются любые смещения частичек, вызывающие изменение некоторого *объема* среды или его *формы*.

Деформации в зависимости от свойств тела и величины приложенных сил – могут *упругими* и *неупругими*.

Реальные *геологические среды* при решении геологических задач сейсмическими методами будем считать *абсолютно упругими телами*

Упругие деформации.

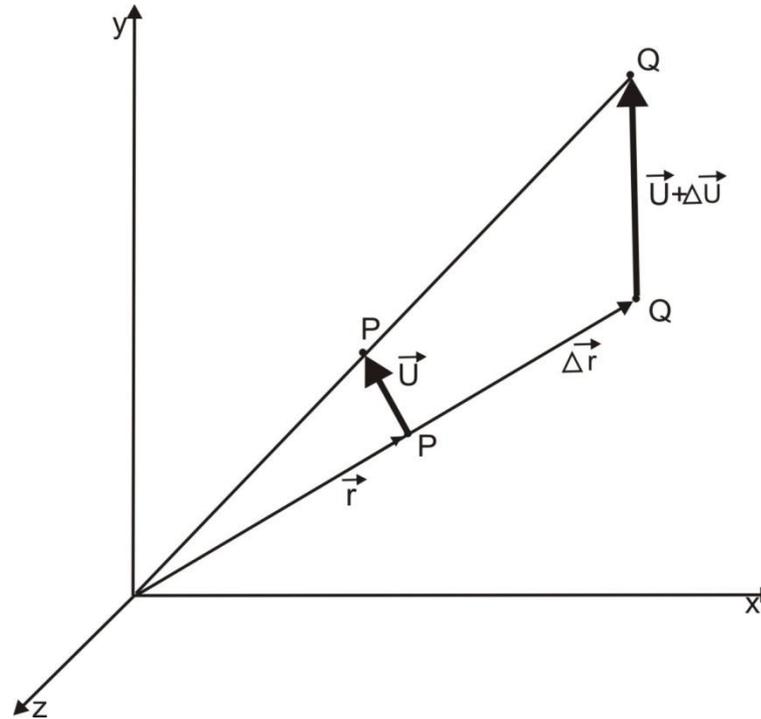


Рис. 2.1 Положение частичек среды в пространстве

При деформации частицы тела смещаются относительно друг друга и исходного положения. Величина и направление перемещений определяются величиной и характером внешних сил и свойствами тела.

Положение частиц тела после деформации можно найти, если известен вектор перемещений $U(x, y, z)$, отнесенный к исходному положению частиц.

Величина деформаций зависит от величины и характера внешних напряжений - сил, действующих на единицу площади.

Горные породы ведут себя как упругие тела только при малых деформациях,

Компоненты вектора смещений в точке Q в скалярной форме (разложение Тейлора)

Если смещения очень малые, то можно пренебречь членами, представляющими производные выше первого порядка, и произведениями производных.

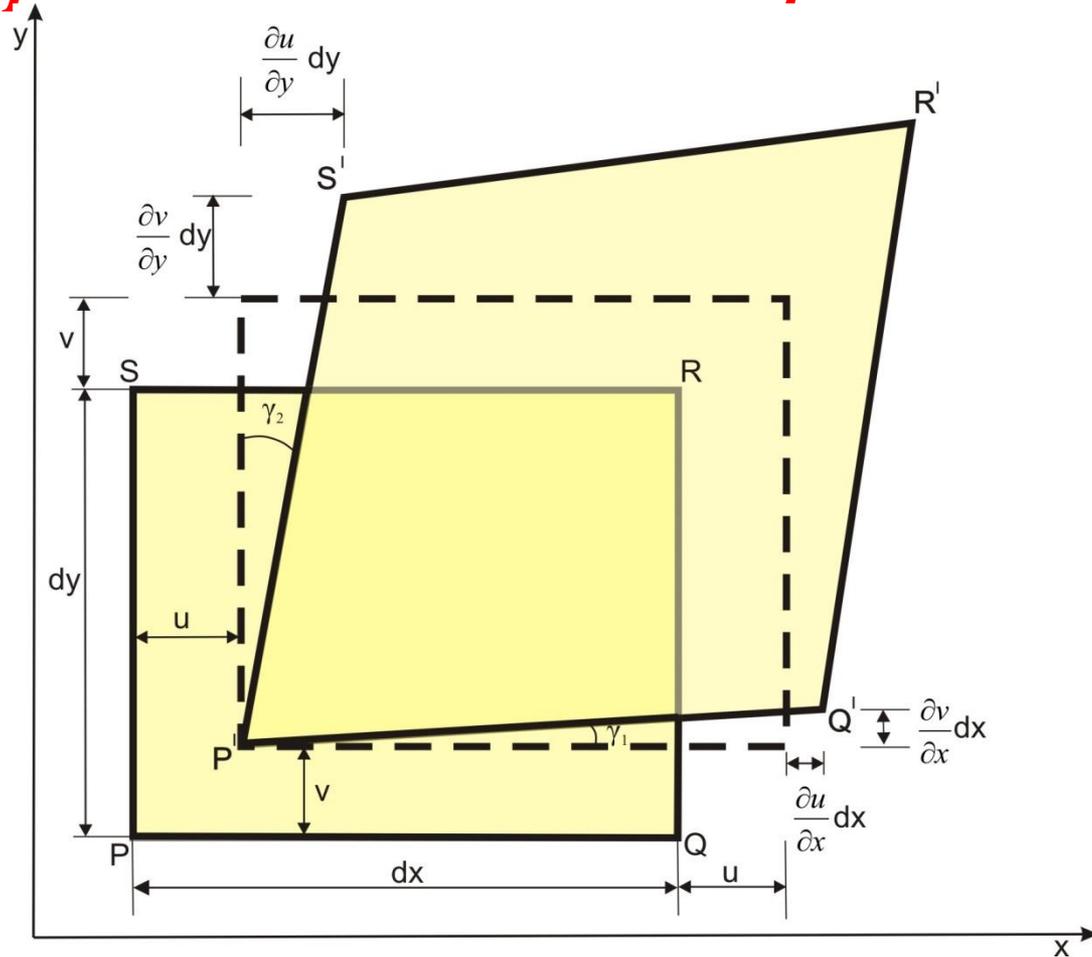
$$f(a) + \frac{f'(a)}{1!}(x-a) + \frac{f''(a)}{2!}(x-a)^2 + \dots + \frac{f^{(n)}(a)}{n!}(x-a)^n + \dots$$

$$u + du = u + \frac{\partial u}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial u}{\partial z} \Delta z,$$

$$v + dv = v + \frac{\partial v}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial v}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial v}{\partial z} \Delta z,$$

$$w + dw = w + \frac{\partial w}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial w}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial w}{\partial z} \Delta z.$$

Рисунок поясняющий смысл 9 входящих в разложение частных производных



После приложения внешних нагрузок малый параллелепипед, мысленно выделенный внутри тела до его деформации, изменит свой объем или форму, или и то, и другое.

При этом изменится длина его ребер, а прежде прямые углы между соответствующими ребрами станут тупыми или острыми.

Количественной мерой деформации являются относительные удлинения ребер малого параллелепипеда и абсолютное изменение углов относительно 90° .

Выводы по анализу рисунка

1. длина отрезка PQ возрастает на величину $(\partial u/\partial x)dx$, а PS - на величину $(\partial V/\partial y)dy$, следовательно, $\partial u/\partial x$ и $\partial v/\partial y$ представляют собой *относительные приращения длины* в направлении соответствующих осей;
2. бесконечно малые углы γ_1 и γ_2 равны соответственно $\partial v/\partial x$ и $\partial u/\partial y$;
3. прямой угол уменьшается на величину $(\gamma_1 + \gamma_2) = (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)$;
4. прямоугольник как целое поворачивается по часовой стрелке (на нашем рисунке) на угол $(\gamma_1 - \gamma_2) = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)$

5. деформация определяется как относительное изменение размеров или формы тела;
6. величины $\frac{dv}{dx}$ и $\frac{du}{dy}$ являются относительными увеличениями длины в направлениях осей x и y , и их называют *нормальными деформациями*;
7. сумма $\frac{dv}{dx} + \frac{du}{dy}$ представляет собой величину, на которую уменьшается прямой угол в плоскости xy , когда к телу приложены напряжения, т.е. она является мерой изменения формы тела.
8. Величина $\frac{1}{2}(\frac{dv}{dx} + \frac{du}{dy})$ обозначаемая символом e_{xy} и называется *сдвиговой деформацией*.
9. Разность $\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$, которая определяет вращение тела около оси не характеризует изменений размеров или формы и, следовательно, не является деформацией.

Нормальные и сдвиговые деформации

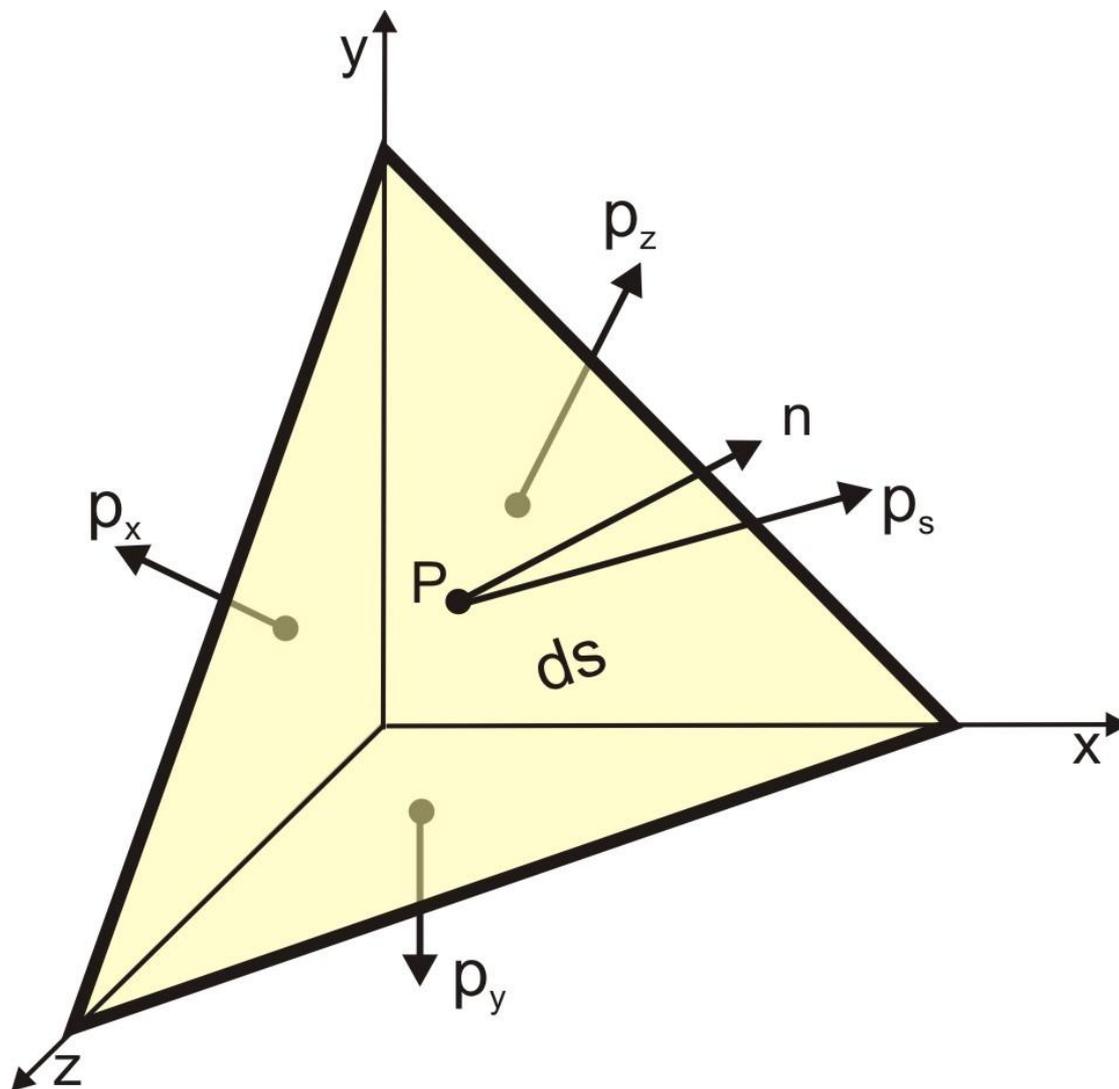
Нормальные деформации: $e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$, $e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}$, $e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$

Сдвиговые деформации

The diagram illustrates the decomposition of shear deformation into normal components. It shows a vertical column of four rectangular elements. The top element is a parallelogram, representing a shear deformation. This is shown to be equivalent to the sum of two symmetric shear deformations, each represented by a parallelogram with a different orientation. The decomposition is shown for three different elements in the column, illustrating how shear is decomposed into normal components.

$$\text{Дилатация} - \theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \text{div} \vec{U}$$

Упругие напряжения



Компоненты напряжений

Напряжение на элементарной площадке Δs равно

$$\lim_{\Delta s \rightarrow \infty} \frac{\Delta F_s}{\Delta s} = \frac{dF_s}{ds} = p_s$$

тензор напряжений:

$$\left\| \begin{array}{ccc} p_{xx} & p_{xy} & p_{xz} \\ p_{yx} & p_{yy} & p_{yz} \\ p_{zx} & p_{zy} & p_{zz} \end{array} \right\|$$

Закон Гука

деформация прямо пропорциональна обусловившему ее напряжению $p = Ce$,

C матрица коэффициентов пропорциональности

В общем случае закон Гука приводит к сложным соотношениям,
если среда *анизотропна*,

то упругих модулей связывающих деформации с напряжениями **21**,
в *изотропной* среде, т. е. когда свойства не зависят от направления,
их всего **два**

и уравнения связи между напряжениями и деформациями имеют вид:

The diagram illustrates the relationship between stress and strain components for anisotropic and isotropic media. On the left, three equations show a single stress component (represented by a square with diagonal lines) equal to a sum of strain components (represented by rectangles with diagonal lines). On the right, three equations show a single stress component equal to a single strain component.

Упругие константы (модули)

θ – дилатация,

коэффициенты λ и μ – модули Ламе,

модули Ламе быть выражены через два других широко используемых ***модуля*** ***модуль Юнга E*** и коэффициент Пуассона ***σ*** .

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

Модуль Юнга E называется коэффициент, который характеризует сопротивление горной породы растяжению или сжатию, например, $E = p_{xx} / e_{xx}$, где p_{xx} - нормальное напряжение, возникающее при растяжении (сжатии); e_{xx} - относительное растяжение (сжатие) по оси x , вызванное этим напряжением.

Коэффициент Пуассона равен отношению относительного сжатия к относительному растяжению, например, $\sigma = e_{yy} / e_{xx}$ где e_{xx} - относительное растяжение по оси x ; e_{yy} - относительное сжатие по оси y .

Модуль сдвига μ характеризует сопротивление горной породы изменению формы при деформации, например, $\mu = p_{xy} / e_{xy}$, где p_{xy} - касательное напряжение, направленное вдоль оси y ; e_{xy} угол сдвига грани параллелепипеда относительно оси x .

Модуль Юнга E для осадочных пород составляет $(0,03 - 9) 10^{10}$ н/м², для кристаллических пород - $(3 - 16) 10^{10}$ н/м²; коэффициент Пуассона σ для осадочных пород равен 0,18 - 0,50, для кристаллических пород 0,19 - 0,38; модуль сдвига μ составляет примерно половину модуля Юнга.

Упругие волны в изотропных средах

Волны и вызывающие их волновые процессы являются особым видом движения, при котором изменение какой-либо величины или состояния среды передается от одной точки среды к другой с конечной скоростью.

Отличительной особенностью волновых процессов является то, что событие, происходящее в одной точке среды, через некоторое время происходит в другой почти в неизменном виде.

Замечательным свойством волновых процессов является то, что, будучи порождены источником, они начинают существовать автономно, совершенно от него независимо, и протекают и тогда, когда действие источника прекращается. Благодаря этому до нас доходит свет звезды, потухшей миллионы лет тому назад.

Волны в упругих средах возникают всякий раз, когда на какую-либо, часть тела действует изменяющаяся во времени сила. Деформации и напряжения вблизи источника передаются затем всем частям упругого тела за счет упругих связей между частицами тела.

Передача возмущенного состояния - движения частиц среды - происходит в процессе непрерывного преобразования потенциальной энергии, накапливаемой при деформации, в кинетическую энергию движущихся частиц среды.

Этот процесс имеет односторонний характер — энергия забирается от источника и передается упругому телу, в котором она начинает независимое от источника существование, распространяясь с конечной скоростью во всем объеме этого тела.

Волновое уравнение

Распространение упругих (сейсмических) волн описывается линейным дифференциальным *уравнением динамического равновесия Ламэ*:

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{u} + \frac{\mu}{\rho} \operatorname{rot} \operatorname{rot} \bar{u} = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2}$$

где: \mathbf{U} - вектор смещения частиц среды под действием проходящей волны, изменяющийся во времени t и пространстве x, y, z ;

λ и μ - постоянные Ламэ;

ρ - плотность среды.

Векторное поле смещения частиц среды при упругих колебаниях является суммой двух составляющих – *потенциальной* и *вихревой*. Поэтому существует два независимых *волновых уравнения*:

$$\nabla^2 \bar{u}_p = \frac{1}{V_p^2} \cdot \frac{\partial^2 \bar{u}_p}{\partial t^2}$$

$$\nabla^2 \bar{u}_s = \frac{1}{V_s^2} \cdot \frac{\partial^2 \bar{u}_s}{\partial t^2}$$

дифференциальный оператор $\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$ - лапласиан

Продольные и поперечные волны

В твердой однородной изотропной среде могут независимо распространяться во времени и пространстве два вида упругих возмущений - продольная волна P и поперечная волна S .

*(Впервые доказано Пуассоном в 1828 году, что упругие возмущения в твердых телах могут существовать в виде продольных (*compressional waves*) и поперечных (*shear waves*) волн, распространяющихся независимо друг от друга).*

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{(1 - 2\sigma)}}$$

Продольная волна

Вызвана деформациями объема за счет поступательного движения частиц среды в направлении распространения упругих колебаний. Здесь происходят явления локального сжатия и растяжения вещества без изменения прямоугольной формы его элементарных объемов. Поэтому *P-волну* называют также волной сжатия (компрессии).

Схематически характер деформации элементов среды при прохождении *P-волны*, имеющей форму одного периода синусоиды, показан ниже

Продольные волны распространяются со скоростью *V_p* определяемой упругими и плотностными свойствами среды.

Поперечная волна

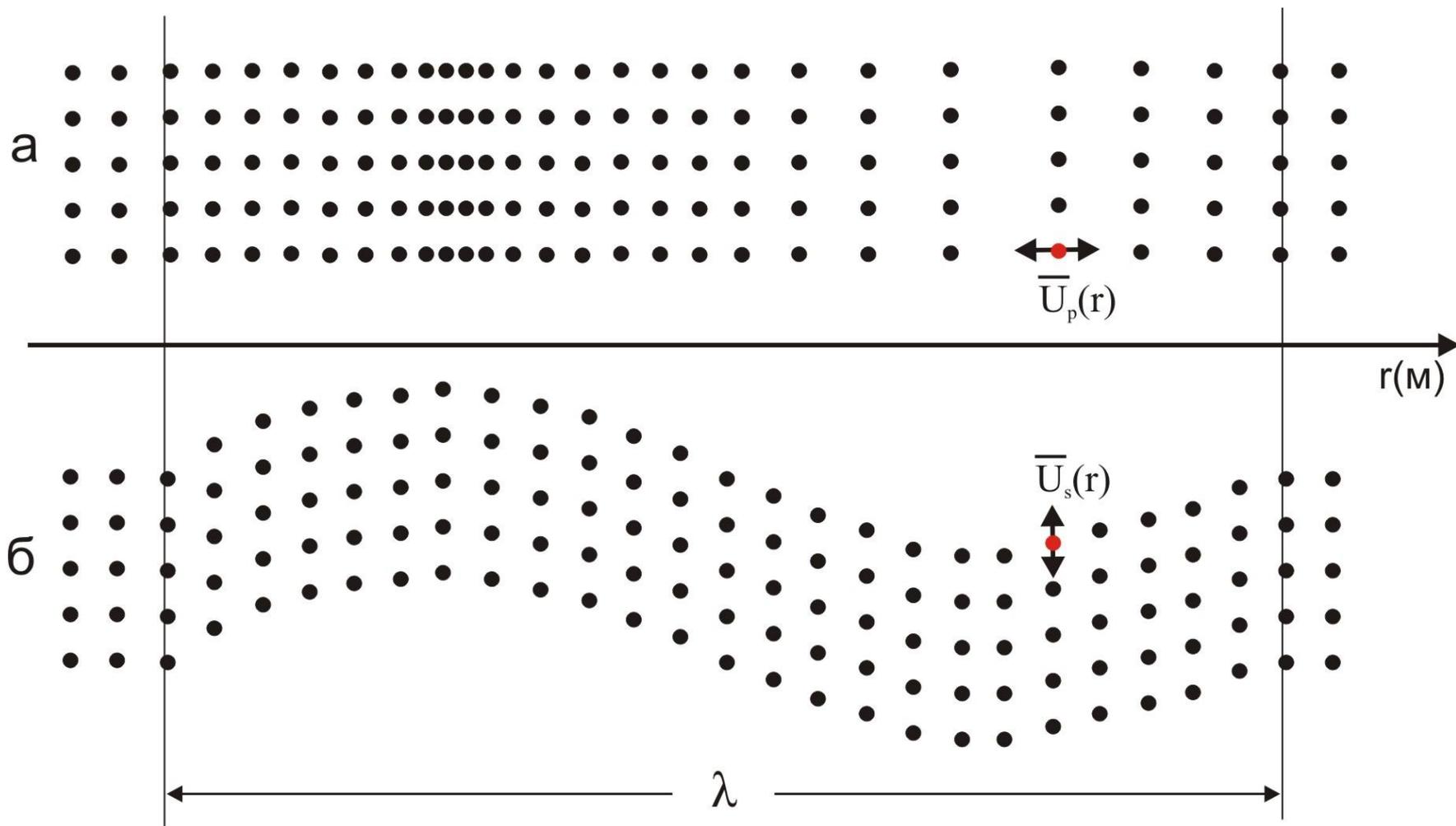
Вызвана деформациями формы, т. е. малыми вращательными движениями (поворотами) частиц среды в плоскости, перпендикулярной к направлению распространения упругих колебаний.

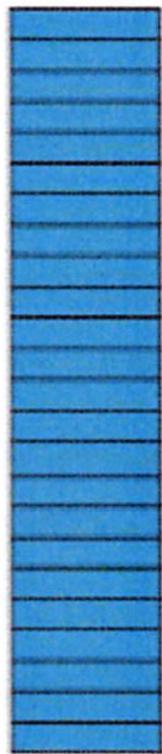
Здесь происходят явления локальной деформации прямоугольных элементов среды без изменения их объемов. Поэтому *S-волну* называют также волной сдвига (вращения).

Ниже в плоском сечении схематически показан характер деформации элементов среды при прохождении *S-волны*, имеющей форму одного периода синусоиды.

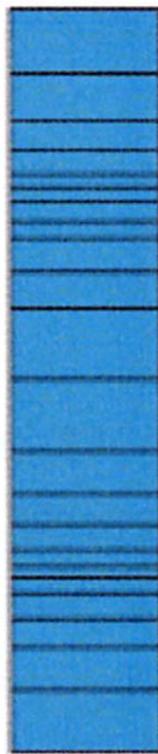
Поперечные волны распространяются со скоростью *V_s*, определяемой упругими и плотностными свойствами среды.

*Характер деформаций упругой среды при распространении сейсмической волны:
а - продольной Р; б - поперечной S*

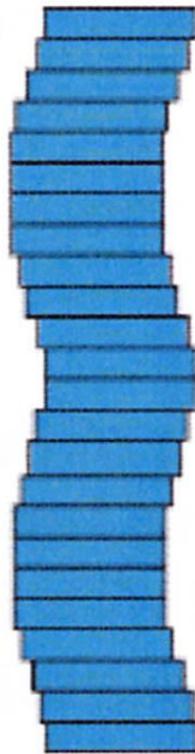
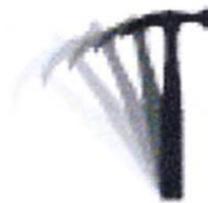




At Rest



Compressional



Shear

Особенности распространения сейсмических волн

1 - Продольная волна всегда распространяется быстрее, чем поперечная в той же среде

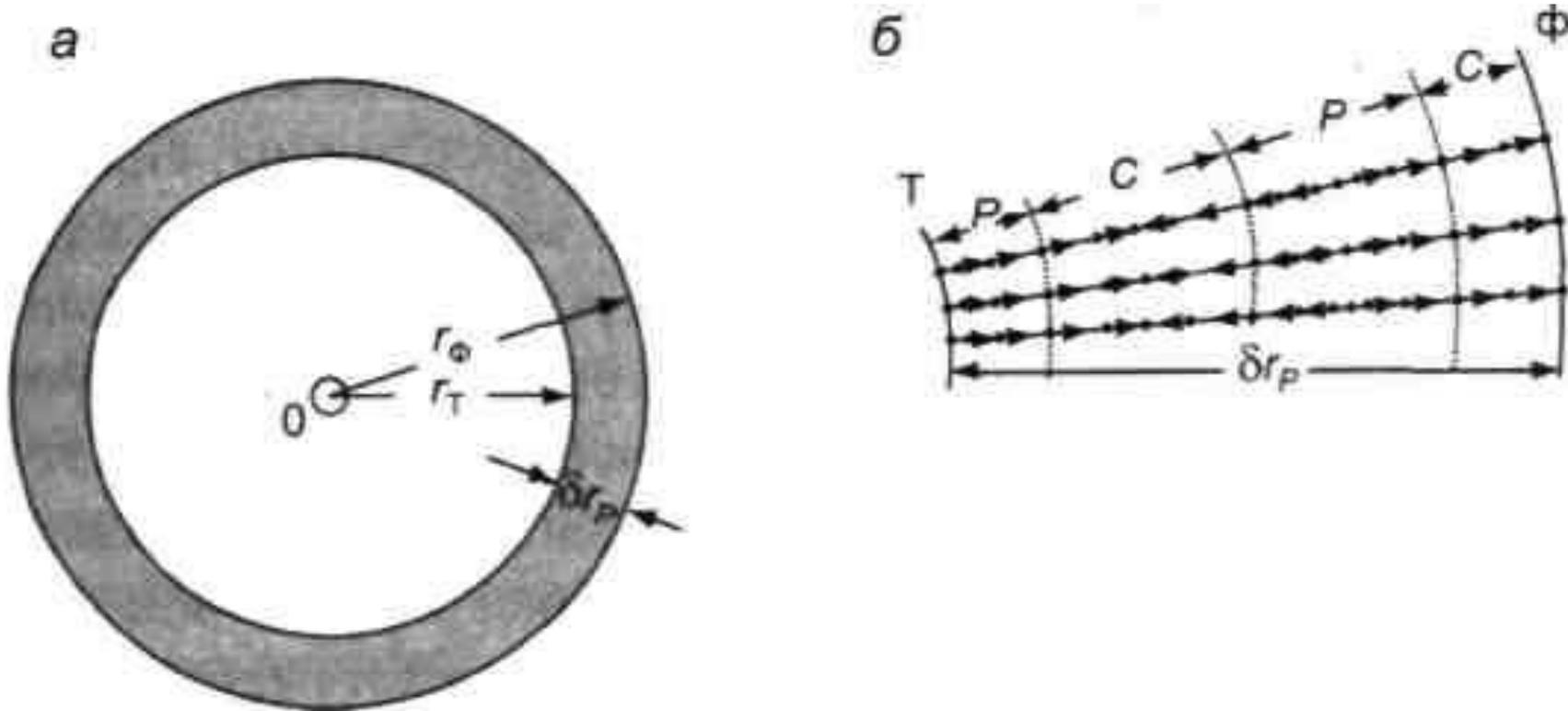
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \geq \sqrt{2} \text{ поскольку } \sigma \geq 0.$$

2 - Поперечные волны не распространяются в жидких и газообразных средах

3 - Поперечная волна поляризована

Если в вертикальной плоскости она называется ***SV - волной***,
а если в горизонтальной то ***SH - волной***.

Сферические продольные волны



Распространение сферической продольной волны в однородной среде:

а – сферический слой; б – характер смещения частиц среды в слое

Идеальный излучатель продольных волн - пульсирующая сфера

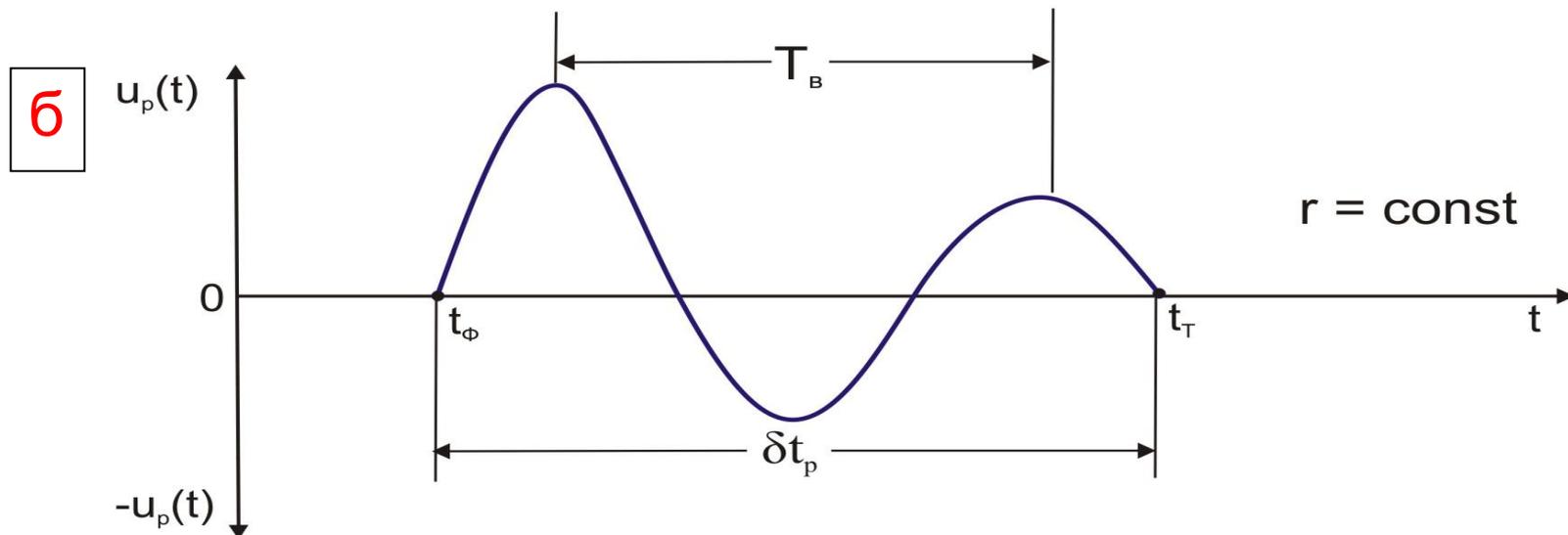
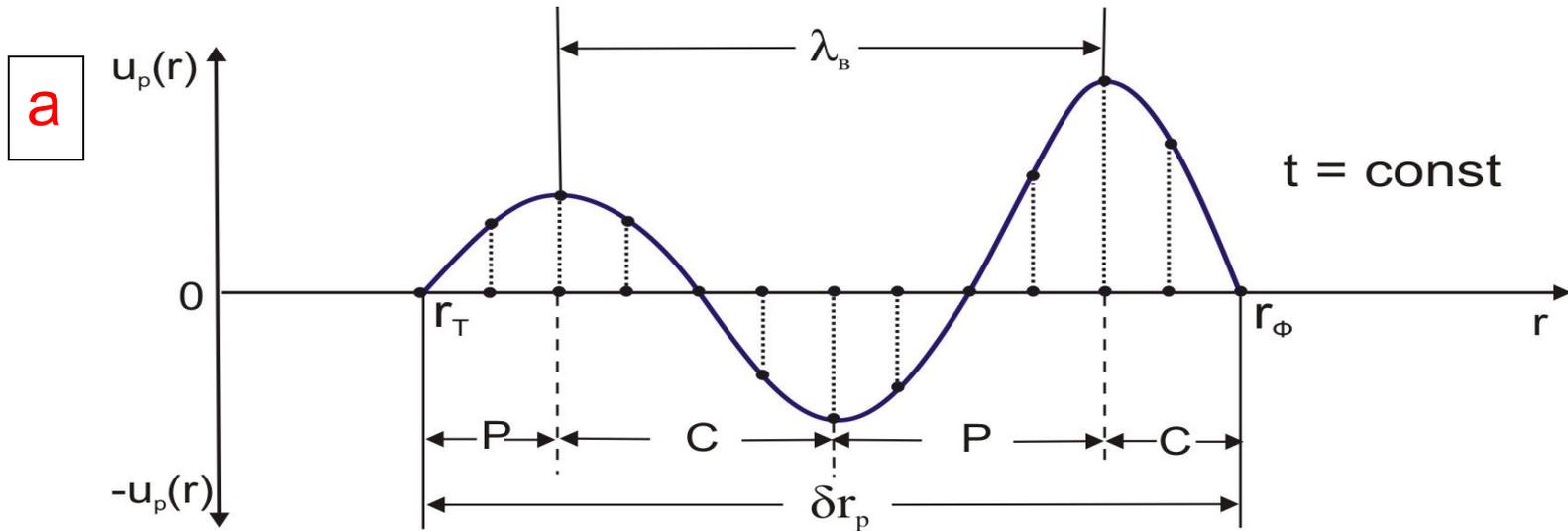
Ввиду сферической симметрии источника поле смещений $U_p(r, t)$ в окружающей среде зависит только от расстояния r точки наблюдения от центра O сферической полости очага.

В области, называемой *дальней зоной источника*, где обычно и проводятся сейсморазведочные наблюдения, величина смещения частиц среды описывается простой зависимостью

$$U_p = a_p(r, t) f\left(t - \frac{r}{V_p}\right) = \frac{a_{p0}}{r} f\left(t - \frac{r}{V_p}\right),$$

Изображение продольной волны:

Волновой процесс изображают в пространстве или во времени с помощью графиков профиля волны (а) или записи волны (б)



Геометрическое расхождение фронта волны

В процессе распространения волны, плотность энергии колебаний в сферическом слое постепенно снижается.

При отсутствии потерь, полная энергия E возбужденных источником колебаний остается неизменной.

Объем W сферического слоя постоянной толщины dr_p возрастает прямо пропорционально квадрату расстояния r от источника: $W(r) =$

$$4\pi r^2 dr_p.$$

Плотность энергии $J(r) = E/W(r)$ убывает как $1/r^2$

Амплитуда упругих колебаний $a(r)$ уменьшается с расстоянием как

$$1/r$$

Профиль волны - $u_p(r)$

показывает для фиксированного момента времени ($t = \text{const}$) зависимость величины смещения частиц среды от их расстояния до источника

Это - как бы мгновенная фотография волнового процесса (рис. **а**). Расстояние между соседними одноименными экстремумами профиля (максимумами или минимумами) называют ***видимой (преобладающей) длиной волны λ_g*** . Каждый экстремум Р-волны служит границей между соседними зонами сжатия и растяжения. ***Характерные точки профиля волны (экстремумы, нули) называют ее фазами.*** Поверхность, проходящая в пространстве через определенную фазу волны, носит название изофазовой. В данном случае множество изофазовых поверхностей образует семейство концентрических сфер различных радиусов - в зависимости от удаления конкретной фазы волны от источника. Расстояние $\delta p = r_\phi - r_m$ есть протяженность колебаний.

Запись волны (трасса) $u_p(t)$
показывает для фиксированной точки ($r = const$), зависимость
величины ее смещения от времени

Это - развертка во времени колебаний одной частицы среды (рис. **б**). Интервал времени между соседними одноименными фазами колебаний (максимумами или минимумами) называют ***видимым (преобладающим) периодом волны (T_e)***.

Обратная величина **$f_e = 1/T_e$** - это ***видимая (преобладающая) частота*** колебаний. Как и для профиля волны, ***характерные точки ее записи (экстремумы, нули) называют фазами волны***. Момент **t_ϕ** начала колебаний в точке наблюдения является временем вступления (фронта) волны, а момент

t_T - временем прекращения (тыла) колебаний. Интервал времени **$\delta t_p = t_T - t_\phi$** есть длительность колебаний.

Определения ***«видимый»*** или ***«преобладающий»***, которые приданы волновым параметрам (длине волны, периоду и частоте) весьма существенны. Эти параметры характеризуют колебательные процессы, не являющиеся истинно периодическими и гармоническими

Плоские волны

На больших удалениях от любого сферического источника кривизна фронта волны становится незначительной, и его поверхность практически вырождается в плоскость. В такой плоской волне амплитуда колебаний не изменяется с расстоянием, поскольку геометрическое расхождение несущественно. Поэтому смещение частиц среды, расположенных вдоль некоторого луча плоской волны, имеющей форму колебаний $f(t)$, описывается соотношением:

Формула справедлива к $u(r) = a_0 f\left(t + \frac{r}{v}\right)$ так и для поперечной ($v =$

v_s) волны. При этом в P - волне смещения направлены вдоль луча, а в S - волне - перпендикулярно к нему.

Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн

Фундаментальной основой теории распространения упругих волн служит интеграл Кирхгофа.

Он определяет поле смещений $u(x, y, z)$ во внешнем по отношению к источникам однородном пространстве при известном распределении величин смещений и их производных на некоторой замкнутой поверхности Q окружающей источник:

$$u(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi} \int_Q \left\{ [u] \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{r} \right) - \frac{1}{r} \left[\frac{\partial u}{\partial n} \right] - \frac{1}{vr} \frac{\partial r}{\partial n} \left[\frac{\partial u}{\partial r} \right] \right\} dQ$$

где r - расстояние от точки наблюдения $C(x, y, z)$ до точек поверхности Q , по которой ведется интегрирование; v - скорость упругой волны; n - направление внутренней нормали к этой поверхности; величины заключенные в квадратные скобки, взяты для опережающих моментов времени $t' = t - r/v$.

Принцип Гюйгенса-Френеля

Интеграл Кирхгофа является аналитическим выражением дифракционного *принципа Гюйгенса-Френеля*:

точки среды, которых достигла сейсмическая волна, становятся элементарными источниками вторичных волн, излучаемых в окружающее пространство.

Непрерывное развитие этого процесса рассматривается как механизм распространения упругой энергии.

Гюйгенсом была изучена кинематическая сторона данного явления,

Френель дополнил ее оценками динамики волнового процесса.

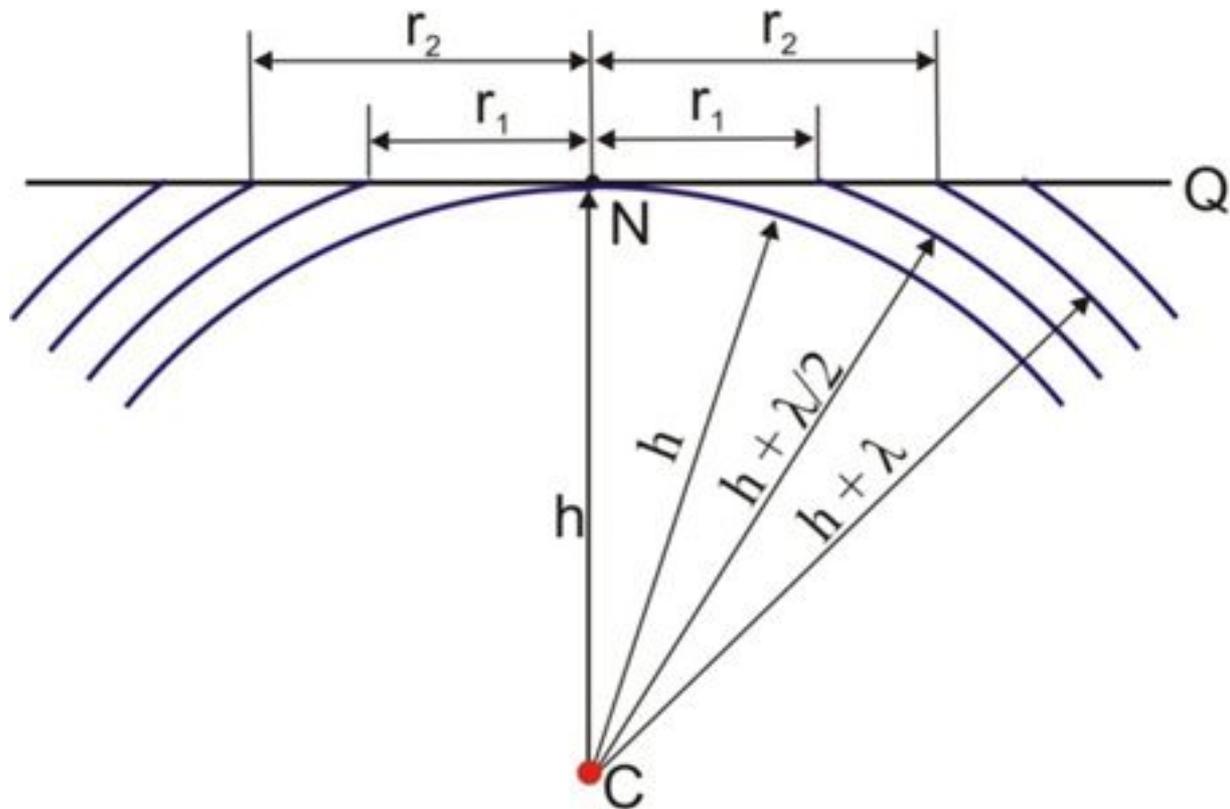
Принцип Гюйгенса

используется для определения положения фронта волн в разные моменты времени.



Пусть в момент t_1 фронт волны есть поверхность Q_1 , положение фронта Q_2 в последующий момент $t_2 = t_1 + \delta t$ находят, рассматривая точки поверхности Q_1 как элементарные вторичные источники колебаний, начинающие излучать в момент t_1 . К моменту t_2 вторичные волны будут иметь сферические фронты радиусом $\delta r = \delta t * v$. Огибающая их поверхность Q_2 , расположенная от источников дальше, чем исходная, определит положение фронта волны в последующий момент t_2 . Другая огибающая поверхность (Q_0 , находящаяся ближе к источникам, показывает положение фронта в предыдущий момент времени).

Зоны Френеля - плоские волны



Пусть фазовая поверхность плоской монохроматической волны длиной λ в некоторый момент времени совпадает с бесконечной плоскостью Q .

Требуется найти поле в точке C , расположенной на расстоянии h от плоскости Q .

Проведем из C сферы радиусами $h + \lambda/2, h + \lambda, h + 3\lambda/2, \dots, h + m\lambda/2$, которые пересекут плоскость Q по концентрическим окружностям с центром в точке N .

Каждая пара соседних окружностей выделяет на плоскости кольцо, называемое **зоной Френеля**. Круг, включающий точку ***N*** называют первой зоной, соседнее с ним кольцо - второй зоной и т. д.

В соответствии с формулой (**интеграл Кирхгофа**) следует произвести суммирование значений функции ***u*** и ее производных вдоль поверхности ***Q***, которое можно заменить сложением колебаний, вычисленных для каждой зоны Френеля.

Принятое правило выделения зон приводит к тому, что колебания, возбуждаемые соседними зонами, в точке ***C*** имеют противоположные фазы и взаимно компенсируют друг друга. Вследствие этого наблюдаемое в точке ***C*** волновое поле можно рассматривать как результат воздействия только элементарных источников, расположенных во внутренней половине первой зоны.

Половину площади первой зоны Френеля ($m = 1$) для плоской волны составляет эффективная область в форме круга радиуса $r_{эф}^{нл}$:

$$r_{эф}^{нл} = \sqrt{\frac{1}{2} \lambda h}$$

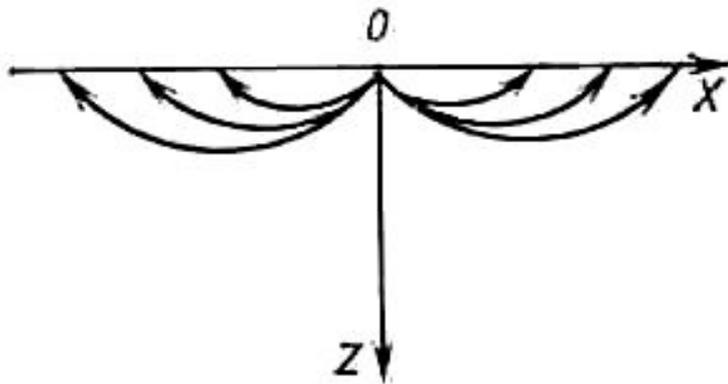
Принцип Ферма

Принцип Ферма в его простейшей форме заключается в том, что **время пробега волны вдоль луча является наименьшим по сравнению с временем пробега вдоль любого другого пути.**

Форма лучей определяется формой изофазовых поверхностей, поскольку эти элементы волнового поля ортогональны друг другу.

Лучи можно рассматривать как направления, вдоль которых в среде распространяется энергия упругой волны.

Если скорость в среде постоянна, то лучи прямые линии. Если же среда неоднородна, то лучи становятся криволинейными. Явление распространения возмущения по криволинейным траекториям называют **рефракцией волн**. В сейсморазведке рефракция обеспечивает выход лучей к земной поверхности и тогда, когда источник возбуждения расположен на той же поверхности или вблизи нее, и тем самым создает условия для изучения распределения скорости в толще пород.



$t = t(x, y, z)$ - время распространения фазовой поверхности волны в направлении луча,

$V(x, y, z)$ - скорость распространения волны в пространстве,

$A(x, y, z)$ - функция распределения изоамплитудных поверхностей волны,

Из первого уравнения можно определить положение фронта волны, т. е. ее кинематические параметры. Это - *уравнение Гамильтона*, называемое *уравнением эйконала, уравнением поля времен*, (eicon греч. изображение).

Из второго уравнения можно найти распределение интенсивности волны $A(x, y, z)$, т. е. ее динамические параметры.

Тема 2. *Физические и геологические
основы сейсморазведки*

Сейсмические волны в неоднородных средах

Общие понятия

В настоящей лекции рассмотрены наиболее простые модели геологических сред – среды с одной и несколькими границами. Наличие границ раздела внутри среды приводит к существенному усложнению структуры волнового поля.

Сейсмическая граница - это поверхность L произвольного вида, по разные стороны которой параметры упругих свойств (скорости продольных и поперечных волн и плотности) имеют различные численные значения.

Рассмотрим только *плоские (гладкие) границы раздела*.

Часть среды, заключенную между двумя соседними границами L_{i-1} , и L_i , принято называть *сейсмическим слоем*. Упругие свойства в сейсмическом слое могут быть всюду одинаковыми либо различными в каждой точке слоя. В соответствии с этим в первом случае говорят, что имеют дело с *однородным сейсмическим слоем*, а во втором - с *неоднородным*.

Среди всех границ особую роль играет граница L_0 , совпадающая с поверхностью Земли. В силу пренебрежительно малостью (в сравнении с горными породами) численных значений параметров упругих свойств воздуха эту границу принято называть *свободной*. Она играет особую роль в формировании регистрируемого поля упругих волн.

При косом падении волны на границу образуется 4 вторичные волны.

Две, из которых возвращаются в первую среду и называются *отраженными*, а две другие проходят во вторую среду и называются *проходящими*.

Одна отраженная P_{11} и одна проходящая P_{12} не *меняют свой тип* и называются *монотипными*,

другая пара P_1S_1 и P_1S_2 меняет траекторию колебания частиц с продольной на поперечную называются *обменными*.

Процесс образования на границе раздела сред вторичных отраженных волн является основополагающим для главного метода современной сейсморазведки - *метода отраженных волн*. Знание законов образования отраженных волн необходимо для решения основных кинематических и динамических задач сейсморазведки. Фундаментальным законом является закон отражения, гласящий о том, что *угол падения равен углу отражения монотипной волны*

Закон Снеллиуса

Закон отражения можно доказать используя принцип Ферма.

Для волн, приведенных на рисунке выше, можно записать:

$$\frac{\sin \alpha_P}{V_{P1}} = \frac{\sin \alpha_{PP}}{V_{P1}} = \frac{\sin \alpha_{PS}}{V_{S1}} = \frac{\sin \beta_{PP}}{V_{P2}} = \frac{\sin \beta_{PS}}{V_{S2}} = \frac{1}{V_K}$$

Закон Снеллиуса (закон отражения и преломления), в обобщенном виде можно записать так

$$\frac{\sin \alpha_i}{V_i} = \frac{1}{V_K} = p = \text{const}$$

i – индекс любой из рассматриваемых волн;

V_K – кажущаяся скорость;

p – параметр обратных кажущейся скорости называемый **параметром луча**.

Закон кажущихся скоростей (закон Бенндорфа)

Кажущейся скоростью – скорость движения волны вдоль некоторой границы, поверхности или линии наблюдения.

Пусть фронты волны P_1 в точках A_1 и A_2 поверхности L (рис. выше) равны t_1 и $t_2 = t_1 + \Delta t$. Расстояние между точками A_1 и A_2 равно Δx , а между фронтами $\Delta r = \Delta t * V_{P1} = \Delta x \sin \alpha_p$.

Наблюдателю *кажется*, что волна распространяется от точки A_1 до A_2 со скоростью

$$V_K = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{V_{P1}}{\sin \alpha_p} = \frac{V_{P1}}{\cos e_p}$$

Эта формула выражает *закон кажущихся скоростей (закон Бенндорфа)*.

Угол $e_p = 90 - \alpha_p$ и называется *углом выхода* между сейсмическим лучом и поверхностью.

Как видно из этого выражения, при изменении угла падения от 0 до 90° , кажущаяся скорость меняется от *бесконечности до истинной скорости*.

Уравнения Кнотта – Цепприца

Уравнения для определения амплитуд вторичных волн впервые получены

Кноттом (через упругие потенциалы) и **Цепприцем** (для смещений).

Введенные **Цепприцем** относительные амплитуды смещения вторичных отраженных и проходящих волн:

$$A_{PP} = \frac{a_{P_{11}}}{a_{P_1}}, \quad A_{PS} = \frac{a_{P_1 S_1}}{a_{P_1}}, \quad B_{PP} = \frac{a_{P_{12}}}{a_{P_1}}, \quad B_{PP} = \frac{a_{P_1 S_2}}{a_{P_1}}$$

называются соответственно **коэффициентами отражения** (A_{PP} , A_{PS}) и

прохождения (B_{PP} , B_{PS}) Величины коэффициентов отражения и прохождения

сложным образом зависят от свойств среды и угла падения исходной продольной волны.

Технологии AVO

В последние годы все более успешно в практике сейсморазведки используется анализ зависимости *коэффициентов отражения* от величины *угла падения отраженных волн*.

Сформировалась новая технология анализа физических свойств (скорости, плотности, коэффициента Пуассона) среды под отражающей границей на основе изучения зависимости коэффициента отражения от угла падения отраженных волн.

Эта технология получила название *технологии AVO – Amplitude Variation with Offset*.

Для практических расчетов по этой технологии на основе решения *Кнотта - Цеппритца* получены различные приближенные формулы.

Нормальное падение

плоской волны на плоскую границу раздела двух сред

При $\alpha_{P1} = 0$, когда фронт первичной волны параллелен границе, т. е. лучи ортогональны к ней.

При этом формулы коэффициентов отражения и прохождения сильно упрощаются и приобретают вид:

$$A_{PP} = \frac{\gamma_{P2} - \gamma_{P1}}{\gamma_{P2} + \gamma_{P1}}, \quad B_{PP} = \frac{2\gamma_{P1}}{\gamma_{P2} + \gamma_{P1}}, \quad A_{PS} = B_{PS} \equiv 0.$$

В сейсморазведке используют параметр, называемый *акустической жесткостью*, или *волновым сопротивлением (импедансом)*, и равным *произведению скорости упругих волн в среде на ее плотность*:

$$\gamma = V \rho$$

Нормальное падение – это частный случай

При нормальном падении обменные волны не образуются. Энергия

первичной волны делится между двумя монотипными волнами P_{11} и P_{12} , которые, согласно закону Снеллиуса, также распространяются по направлениям, ортогональным к границе раздела.

Знак коэффициента отражения зависит в основном от характера изменения акустической жесткости при переходе из первой среды во вторую: если $\gamma_1 < \gamma_2$ то обычно $A > 0$; если $\gamma_1 > \gamma_2$ то обычно $A < 0$. Положительный знак коэффициента отражения говорит о «*сохранении фазы*» вторичной волны: у нее такая же полярность, как у первичной волны. Например, если падающая волна P_1 имеет на фронте зону сжатия, то ее же имеет на фронте отраженная волна P_{11}

Отрицательный знак коэффициента отражения указывает на «*потерю полуволны*», т.е. изменение полярности вторичной волны. В этом случае зона сжатия на фронте падающей волны P_I сменяется зоной растяжения на фронте отраженной волны P_{II} .

Если к той же самой границе раздела сред падающая волна подходит с противоположной стороны (в нашем случае - снизу, т. е. из второй среды к первой), то коэффициент отражения изменяет только свой знак, а коэффициент прохождения, оставаясь положительным, изменяет свою величину.

Поверхность раздела, на которой изменяется акустическая жесткость среды, называется отражающей границей, т. е. условие для образования отраженной волны $\gamma_1 \neq \gamma_2$.

Различают *сильные* и *слабые* отражающие границы - в зависимости от значения модуля (абсолютной величины) коэффициента отражения.

Преломленные (головные) волны

Направление сейсмических лучей преломленных волн будет определяться **законом Снеллиуса**

$$\frac{\sin \alpha_{PP}}{V_{P1}} = \frac{\sin \beta_{PP}}{V_{P2}} = \frac{\sin \beta_{PS}}{V_{S2}}$$

При $V_{P2} > V_{P1}$ обязательно существует такой угол падения исходной продольной волны, при котором угол преломления станет равным 90° . Этот угол будет определяться формулой

$$\sin \alpha_{PP} = \sin i_P = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}$$

Это значение угла принято называть **критическим углом** и обозначать индексом i_P . В этом случае преломленная волна будет распространяться по кровле второй среды, и порождать так называемые **головные волны**.

Если все сказанное выше повторить в отношении падающей поперечной волны, то мы должны признать возможность существования еще одного критического угла, при котором будет происходить образование головной поперечной волны S_{121} .

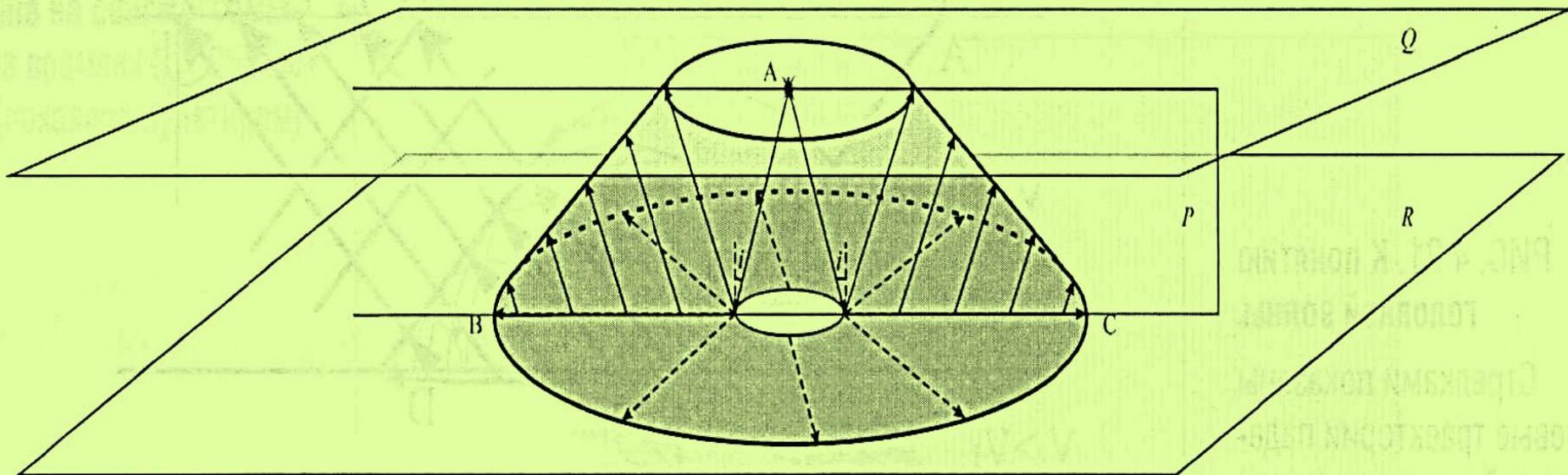
Принципиально возможно существование еще двух критических углов. Если мы учтем, что обмен типа сейсмической волны может происходить как на этапе падения первичной продольной (поперечной) волны на границу раздела сред, так и на этапе выхода в первую среду, то перечень возможных вариантов образования головных волн становится достаточно обширным

($P_1S_2S_P$, $P_{12}S_1$ и т д)

Пространственное изображение фронта головной волны с источником в точке A

В пространстве фронтом головной волны будет являться *усеченный конус* с большим основанием на преломляющей границе, с меньшим на поверхности наблюдения.

По этой причине головные волны называют ещё *коническими волнами*.



Поверхностные сейсмические волны

В однородной безграничной среде, как было показано выше, может существовать три типа объемных сейсмических волн: одна продольная *P* и две поперечные - *SV* и *SH*.

При появлении в среде сейсмических границ любая из этих волн в результате явлений отражения и преломления порождает класс вторичных объемных волн - отраженных и преломленных (головных) сейсмических волн.

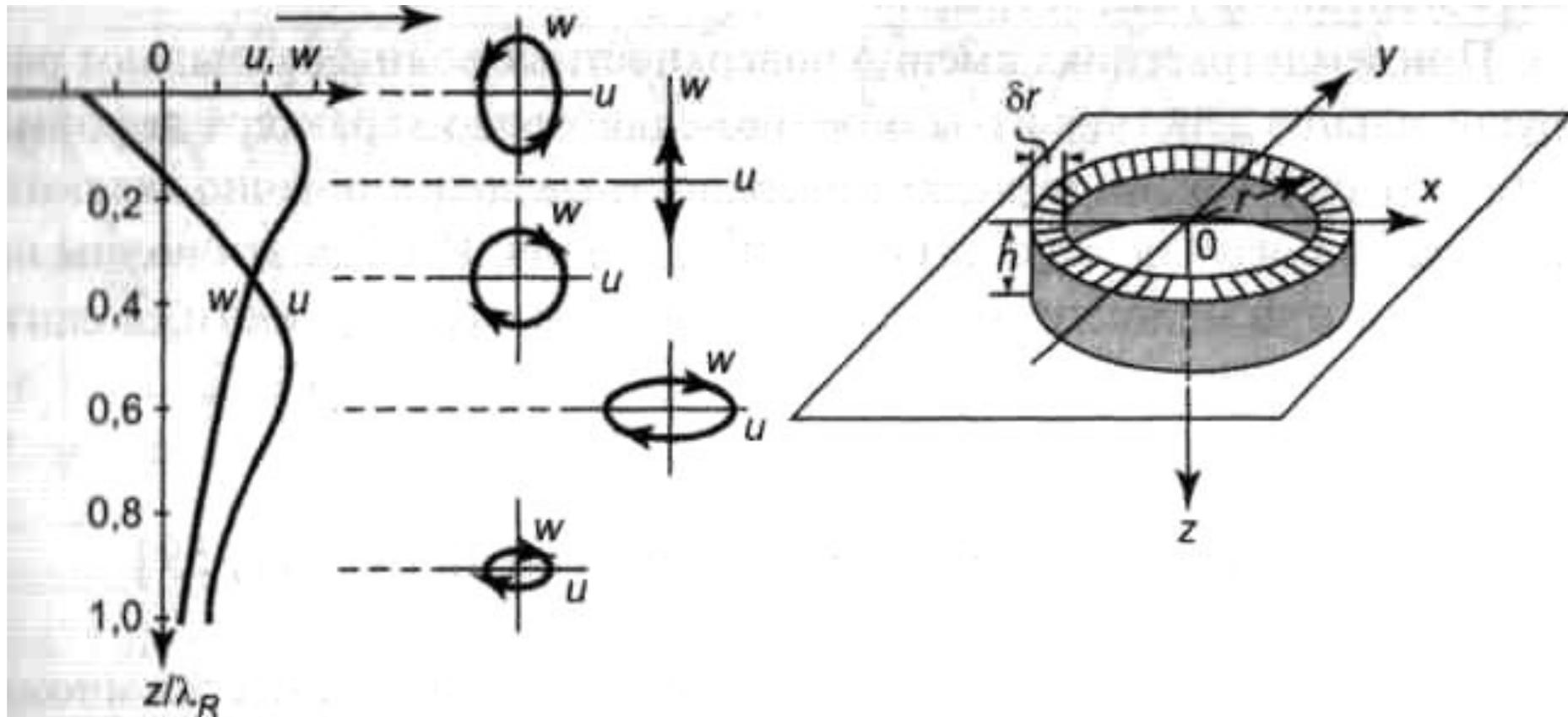
Существование свободной сейсмической границы *L₀* - поверхности полупространства, контактирующего с воздушной средой, обуславливает появление еще одного, особого, класса волн - *поверхностных сейсмических волн*.

Упругие волны, возбуждаемые сейсмическим источником, находящимся на поверхности однородного упругого изотропного полупространства с **упругими модулями λ , μ , ρ** , впервые изучены **Лэмбом**. Из полученных им результатов вытекает, что в такой среде, наряду с уже известными нам объемными продольными и поперечными волнами, распространяющимися соответственно со скоростями V_P и V_S , появляется новый важный тип сейсмической волны - **поверхностная волна Релея**. Это волна названа в честь английского физика **Релея**, впервые теоретически предсказавшего ее существование.

Волна Релея возникает у свободной границы упругого полупространства, когда к ней приложена сила, действующая в вертикальной плоскости. Волна Релея вызывает одновременно деформацию объема и сдвига, и её интенсивность экспоненциально убывает с удалением от поверхности, так что она существует только в слое толщиной приблизительно равной длине волны. Можно считать, что **волна Релея распространяется вдоль свободной поверхности полупространства со скоростью $V_R = 0.9 V_S$** .

Скорость ее в однородной среде не зависит от частоты колебаний. Это означает, что **волна Релея, образуемая на свободной границе абсолютно - упругого полупространства, не имеет частотной дисперсии**.

Зависимость компонент смещения и траектории колебаний частиц от глубины и распространение волны в объеме цилиндрического слоя



Плотность энергии поверхностной волны за счет геометрического расхождения убывает с расстоянием обратно пропорционально величине объема, т. е. как $1/r$. Учитывая квадратичную связь плотности энергии с амплитудой колебаний, получаем, что в абсолютно упругой среде амплитуда волны Релея с расстоянием уменьшается пропорционально $1/\sqrt{r}$.

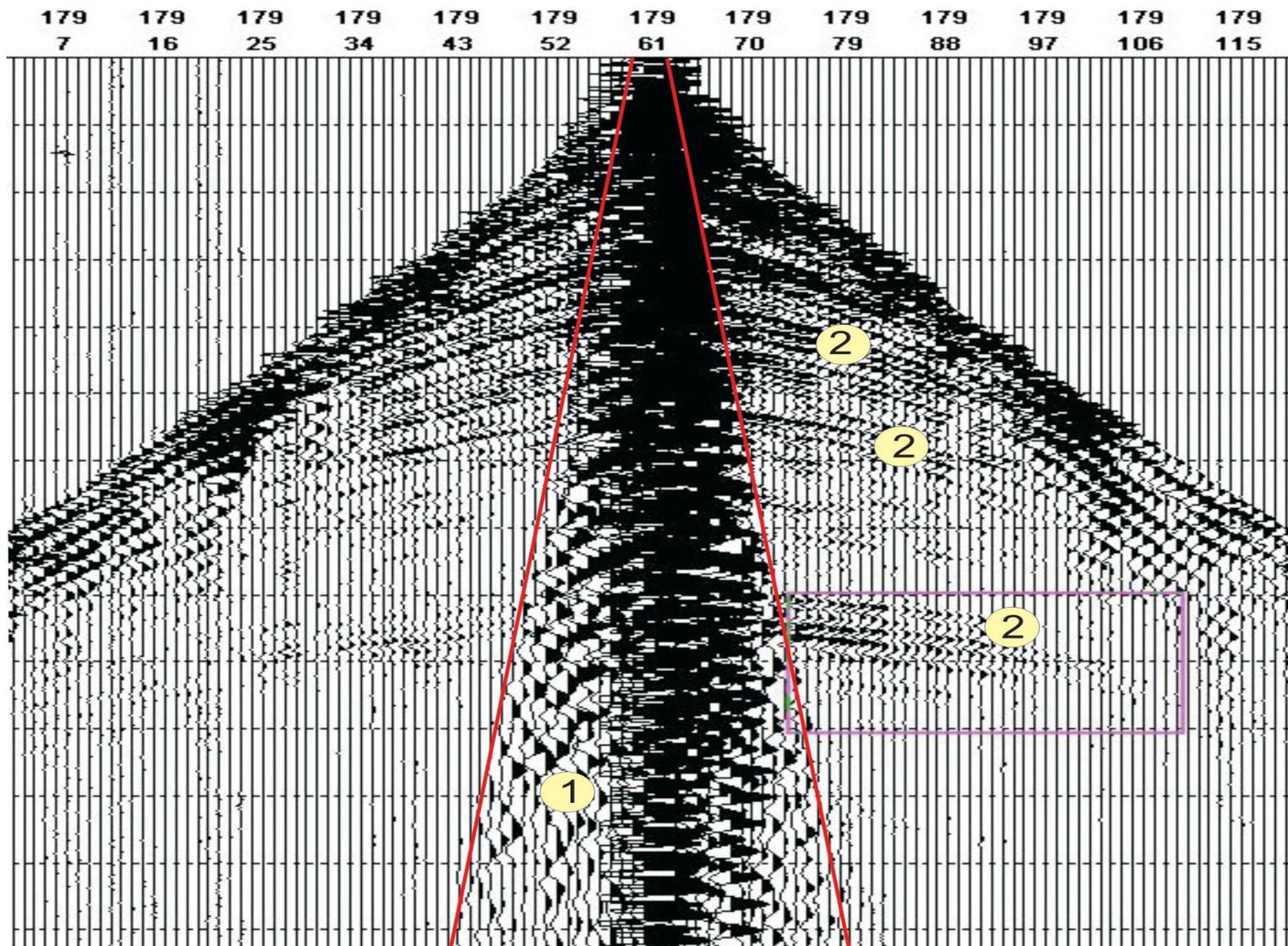
В результате с удалением от источника интенсивность поверхностных волн относительно интенсивности сферических объемных волн должна возрастать, поскольку у последних геометрическое расхождение больше и амплитуды уменьшаются пропорционально $1/r$.

При наличии слоистости (или неоднородности по вертикали) внутри полупространства вместо волны *Релея* возникает целая серия волн подобного типа с близкими свойствами. Эти поверхностные волны принято называть *гармониками (модами) релеевского типа*.

В сейсморазведке поверхностные волны *релеевского типа* играют обычно роль помех. Поэтому знание их свойств необходимо для успешной борьбы с ними

Полевая сейсмограмма

1 - поверхностные волн релеевского типа 2 – отраженные волны



Многослойная среда - толстые слои

Толстыми называются слои, мощности которых превышают длину волны.

При расчетах в средах с такими слоями амплитуда ***к-й*** отраженной волны, в случае нормального падения равна:

$$a_k = \frac{1}{r_{\text{э}}} \prod_{i=1}^m A_i \prod_{j=1}^{2n} B_j$$

$r_{\text{э}}$ - эквивалентный радиус расхождения волны,

A_i - коэффициенты отражения всех ***m*** границ, участвующих в ее образовании,

B_j - коэффициенты прохождения всех ***n*** промежуточных границ, пересекаемых лучом на пути вниз и вверх.

Время прихода *к-й* отраженной волны в случае нормального падения в горизонтально-слоистой среде равно:

$$t_k = \sum_{k=1}^p \frac{h_k}{V_k}$$

где h_k и V_k - мощность и скорость каждого из слоев, пробегаемых *к-ой* волной на ее пути вниз и вверх.

Эти формулы позволяют рассчитывать относительные амплитуды и времена прихода отраженных волн (однократных и многократных) при малых углах падения в абсолютно - упругих средах.

Многослойная среда, тонкие слои.

Тонким слоем называют такой, мощность которого δh не превышает четверти длины волны, т. е. временная мощность δt (время пробега волны в слое) не превышает четверти периода колебаний:

$$\frac{\delta h}{\lambda} = \frac{\delta t}{T} \leq \frac{1}{4}$$

Как видно, понятие тонкого слоя является относительным, так что один и тот же слой в зависимости от длины волны может рассматриваться то, как *тонкий* то, как *толстый*.

Геологические основы сейсморазведки

Общие сведения о скоростях распространения упругих волн

Скорости распространения *продольных* и *поперечных* сейсмических волн и *коэффициенты их поглощения* являются основными количественными параметрами, определяемыми по результатам обработки материалов полевых исследований.

Эти параметры в той или иной мере характеризуют:

*литологический состав горных пород в разрезе,
Состояние и характер осадконакопления в разрезе,
свойства флюидов, заполняющих поры горных пород.*

Знание скоростей распространения упругих волн необходимо для *определения глубины залегания отражающих и преломляющих границ и углов их наклона.*

Скорости распространения упругих волн в разных минералах и горных породах могут изменяться в весьма широких интервалах. Широкий диапазон изменения скоростей распространения упругих волн в горных породах объясняют влиянием большого числа одновременно действующих факторов геологического и физического происхождения.

Влияние условий залегания горных пород

Если скорость распространения продольных волн меньше, чем скорость в воде (1550 м/с), это обычно указывает на то, что, по крайней мере, некоторая часть порового пространства заполнена газом. Такие низкие значения скорости наблюдаются, как правило, только вблизи земной поверхности в так называемой *зоне малых скоростей - ЗМС (Low Velocity layer - LVL)*.

Этот слой, как правило, имеет мощность от *2 - 5* до *50 - 80* м и характеризуется скоростями сейсмических волн, которые не только малы по величине (от *200* до *1200 м/с*), но и чрезвычайно изменчивы по площади. Часто подошва *ЗМС* совпадает с уровнем грунтовых вод.

Существование *ЗМС* значительно влияет на характер сейсмической записи в силу следующих обстоятельств:

- в зоне малых скоростей наблюдается повышенное поглощение сейсмических волн;
- низкие значения скорости и их изменчивость в *ЗМС* оказывают большое влияние на времена пробега волн;
- резкий скачок скорости на подошве *ЗМС* сильно изменяет направления сейсмических лучей, делая их почти вертикальными независимо от направления прихода к подошве зоны;
- резкий перепад акустической жесткости на подошве *ЗМС* делает ее прекрасным отражателем, что приводит к образованию интенсивных кратных волн.

В силу такого интенсивного и многообразного влияния зоны малых скоростей, как правило, при сейсмических работах проводятся специальные исследования для изучения ее строения. Учет влияния *ЗМС* позволяет существенно повысить качество результатов сейсмических работ.

Особо влияет на характер сейсморазведочных пород наличие **зоны многолетней мерзлоты**. Замерзание воды, содержащейся в порах, приводит к значительному возрастанию скоростей - V_p и V_s . Это связано с тем, что скорость упругих волн у льда существенно выше (**3,8 км/с**), нежели в воде (**1,55 км/с**). Значения V_p в песках и глинах, залегающих вблизи поверхности земли, возрастают при промерзании от **1,7 - 2,0** до **3,5 - 4 км/с**. Мощность замерзших пород может достигать нескольких сотен метров. Это существенно ухудшает качество полевых сейсмических материалов.

На характер сейсмических работ в морских условиях сильное влияние оказывает наличие в верхней части разреза твердого субстрата - особого вида льдоподобных веществ - **газовых гидратов**, представляющих собой смесь метана и воды. Один объем породы в гидратном состоянии связывает **270** объемов метана. Скорость продольных волн в газогидратах составляет около **3000 м/с**. Даже малое количество кристаллов газогидрата в порах цементирует осадки, повышает их упругие характеристики и делает их более однородными.

Модели геологических сред

Решение обратных задач сейсморазведки в таких условиях в принципе возможно только на основе некоторой идеализации объектов исследования. Такая идеализация осуществляется путем составления *сейсмических моделей изучаемой* среды.

Пространственное распределение скоростей распространения сейсмических волн в реальных средах определяется множеством факторов, главным из которых являются два - *слоистость* и *горное давление*. Действие других факторов, как правило, осложняет характер распределения физико-геологических свойств горных пород по горизонтали и вертикали. В результате распределение значений скоростей распространения упругих волн в общем случае представляет собой очень сложную функцию координат пространства. Однако для обеспечения реальной возможности решения прикладных задач в сейсморазведке необходимо прибегать к построению упрощенной сейсмической модели изучаемой среды.

Основой такого упрощения является представление о *сейсмических свойствах слоя*.

Однородной называется среда, в каждой точке которой все сейсмические характеристики одинаковы. Однородные среды подразделяются на **изотропные** и **анизотропные**. Чаще всего на практике рассматриваются изотропные среды. К однородным изотропным толщам, прежде всего, относятся породы одинакового литологического состава с высокими значениями скоростей распространения упругих волн (карбонатные и галогенные породы осадочного комплекса).

Слоисто-однородной среда представляется в тех случаях, когда она состоит из серии однородных слоев различной мощности. Скорости V_p и V_s в таких слоях принято называть **пластовыми**. По характеру залегания слоев можно выделить **параллельно-слоистые** и **непараллельно-слоистые** среды. Параллельно-слоистые среды могут быть **горизонтально-слоистыми** (когда границы слоев горизонтальны - это наиболее типичные модели) и **вертикально-слоистыми**, а также, в общем случае, **наклонно-слоистыми**. В общем случае возможна либо **двухмерная неоднородность** среды, либо **трехмерная**.

Градиентной (неоднородной) среду называют в том случае, если ее упругие свойства являются некоторыми функциями координат точек пространства. Наиболее отчетливо в реальных условиях проявляется зависимость скорости от глубины. Величину $\frac{\partial V(x, y, z)}{\partial z}$ принято называть **вертикальным градиентом скорости**.

Горизонтальные (латеральные) градиенты скорости $\frac{\partial V(x, y, z)}{\partial x}$, $\frac{\partial V(x, y, z)}{\partial y}$ как

правило, значительно *меньше вертикального градиента*.

Слоисто-градиентной среду называют в тех случаях, когда среда состоит из слоев, в каждом из которых скорость может быть либо постоянной, либо являться функцией координат пространства. Это наиболее общая модель среды.

Сейсмические границы

Сейсмические границы L_i - это поверхности раздела двух слоев, которые по своим качествам могут характеризоваться с различных точек зрения. Наибольшее распространение получил взгляд на границу как на поверхность ***скачкообразного изменения скорости*** распространения упругих волн. Такие границы принято называть ***границами первого рода***. Если на поверхности L_i скачкообразно меняется ***градиент изменения скорости*** по нормали к границе, то такие границы принято называть ***границами второго рода***.

Нередко сейсмическую границу представляют как некоторую ***переходную толщину*** мощностью меньше длины волны, находящуюся между двумя однородными слоями. Такие границы принято называть ***транзитивными***.

Все сейсмические границы можно классифицировать в зависимости от ***их резкости***. Под резкостью границы понимают некоторую количественную характеристику меры быстроты изменения сейсмических свойств при переходе через границу. При работах с использованием продольных волн о качестве отражающей границы судят по величине ***коэффициента отражения A_{pp}*** . Различают ***сильные ($A_{pp} > 0,5$)***, ***средние ($0,1 < A_{pp} < 0,5$)*** и ***слабые ($A_{pp} < 0,1$) границы***.

Интегральные характеристики сейсмических сред

Во многих задачах сейсморазведки, наряду с понятием **истинных** (дифференциальных) упругих характеристик, необходимо знание **интегральных скоростных характеристик** для сейсмических моделей. Первым и очень важным понятием из этого ряда является понятие **средней скорости** в разрезе по пути от источника до приемника. Наиболее простой является формула вычисления средней скорости до глубины, соответствующей подошве слоя с номером n , для горизонтально-слоистой однородной среды:

$$V_{cp} = \frac{\sum_{k=1}^n h_k}{\sum_{k=1}^n \frac{h_k}{V_k}} = \frac{H}{t_s}$$

h_k и V_k мощность и скорость в слоях; H - суммарная мощность всех слоев; t_s - время пробега волны через все слои по вертикали; n - общее число слоев

Пример вычисления средней скорости

k	h_k	V_k	t_k
1	1000	500	2,00
2	1000	1000	1,00
3	1000	1500	0,67
Σ	3000		3,67
Средняя скорость - $V_{cp} =$			818,18

В градиентной среде **средняя скорость** до заданной глубины может быть вычислена по формуле:

$$V_{cp}(z) = \frac{z}{\int_0^z \frac{dz}{V(z)}}$$

Введение понятия средней скорости, прежде всего, преследует цель создания условий для упрощенного проведения расчетов элементов залегания сейсмических границ. Поэтому в сейсморазведке для всех случаев сложно построенных сред среднюю скорость рассчитывают по вертикали. При этом **она теряет непосредственный физический смысл**, но такое абстрагирование, как показывает практика, вполне себя оправдывает.

истинная скорость на заданной глубине при известной функции **средней скорости**:

$$V(z) = \frac{V_{cp}^2(z)}{V_{cp}(z) - z \frac{dV_{cp}(z)}{dz}}$$

Второй интересной интегральной характеристикой сейсмической модели среды является *лучевая скорость*. Величину лучевой скорости V_l измеряют по наклонному лучу в предположении о распространения волны от источника до приемника по прямой линии. При скважинных исследованиях, например, лучевую скорость определяют по формуле:

$$V_l = \frac{\sqrt{l^2 + h^2}}{t}$$

l - расстояние между устьем скважины и источником; h - глубина погружения сейсмоприемника; t - время пробега волны по лучу.

Наиболее важной интегральной характеристикой сейсмической среды, особенно в методе отраженных волн, является **эффективная скорость $V_{эф}$** . Под этой характеристикой понимается величина скорости в среде, покрывающей плоскую сейсмическую границу, которая находится по годографу отраженной от границы волны, в предположении **однородности** среды.

Поскольку величина $V_{эф}$ зависит от длины годографа и способа ее определения, то на практике обычно стараются иметь дело **с предельной эффективной скоростью $V_{пр.эф}$ (Velocity Root - Mean - Square - V_{RMS})**. Предельная эффективная скорость получается из эффективной скорости расчетным путем на основе предположения о малости длины используемого годографа отраженной волны. Предельная эффективная скорость однозначно связана с распределением истинной скорости в модели среды.

Для **горизонтально-слоистой среды** эта связь имеет вид:

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_{k=1}^n h_k \cdot V_k}{n \sum_{k=1}^n \frac{h_k}{V_k}}$$

где h_k , - пластовая мощность k -го слоя; V_k - пластовая скорость в k -ом слое.

Сейсмогеологические условия

Успех применения сейсморазведки во многом определяется конкретными ***сейсмогеологическими условиями***, которые подразделяются на поверхностные и глубинные.

Поверхностные сейсмогеологические условия определяются строением верхней части разреза (***ВЧР***), характеризую особенности возбуждения и приема сейсмических колебаний. Важнейшими являются следующие факторы:

1. Мощность и изменчивость ***ЗМС*** - они определяют глубину погружения заряда ***ВВ*** и эффективность поверхностных источников. ***Большая мощность ЗМС и малые скорости в ней являются неблагоприятными факторами для проведения сейсморазведки.*** Изменчивость ***ЗМС*** по площади приводит к неодинаковым искажениям наблюдаемых времен пробега и формы записи колебаний одной и той же волны в разных точках приема, что затрудняет ее отождествление, прослеживание и интерпретацию.
2. Положение водоносных горизонтов - ***наличие неглубоко залегающих водоносных пластов благоприятно для образования в источнике интенсивных продольных волн.***
3. Присутствие в ***ВЧР*** сильных отражающих границ - ***на них образуются интенсивные многократные волны-помехи, затрудняющие наблюдение полезных волн.***
4. Присутствие в ***ВЧР*** резких сейсмических границ сложного рельефа - ***они существенно искажают времена и амплитуды проходящих через них полезных волн.*** Такими объектами являются контрастные по упругим свойствам эрозионные врезы, неровное морское дно, трапповые массивы, талики в мерзлых терригенных породах

Глубинные сейсмогеологические условия определяются совокупностью следующих данных:

Наличие в разрезе устойчивых сейсмических границ, согласных с геологическими. Границы, приуроченные к объектам разведки, называются *целевыми горизонтами*.

Качество сейсмических границ - *сильные сейсмические границы, хорошо выдержанные и устойчивые на всей или большей части исследуемой площади, называют опорными (маркирующими)*.

Разрывные нарушения, *представляя самостоятельный разведочный интерес, в то же время осложняют прослеживание сейсмических границ*.

Крутизна геологических границ - *большие углы наклона (более 20-30°) менее благоприятны для полевой сейморазведки, чем пологие границы*.

Характер скоростного разреза - *высокоскоростные разрезы менее благоприятны, чем низко скоростные* из-за уменьшения различия кинематических параметров однократных и многократных отражений, что затрудняет подавление этих волн-помех. С увеличением скоростей возрастают погрешности глубинных сейсмических построений при одинаковом уровне ошибок во временах полезных волн. Наличие в разрезе мощных высокоскоростных пластов создает эффект экранирования, особенно существенный для МПВ.

Благодаря совершенствованию методики и техники сейморазведки она успешно решает разнообразные геологические задачи во многих районах, где прежде ее возможности были серьезно ограничены неблагоприятными сейсмогеологическими условиями.