пермский политех
КОГАЛЫМСКИЙ ФИЛИАЛ

~~Курс «Промысловая геофизика»~~

Курс «Геофизические методы поиска и разведки месторождений нефти и газа»

Раздел 1. «Сейсморазведка»
Раздел 2. «Промысловая геофизика»

Предисловие к тематике курса

В планах на будущее введение в Образовательную программу специальности 21.05.06 «Нефтегазовые техника и технологии» новой специализации **«Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений»**.

Одна из основных дополнительных дисциплин – комплексная дисциплина **«Геолого-геофизические методы поиска и разведки месторождений нефти и газа»**, включающая в себя изучение основополагающих аспектов современной методики проведения исследований на всех этапах и стадиях геологоразведочного процесса на нефть и газ:

1. Стадийность поисково-разведочного процесса на нефть и газ;
2. Методы ведения геологоразведочных работ поиска и разведки месторождений;
3. Классификация залежей и месторождений нефти и газа;
4. Количественная оценка нефтегазоносности;
5. Основные принципы выбора системы поиска и разведки;
6. Особенности поиска и разведки залежей УВ разного типа.

Предисловие к тематике курса

Геофизические методы

Геофизика:
- общая геофизика литосферы (физика Земли);
- прикладная геофизика, изучающая верхние части земной коры.

Прикладная геофизика:
- разведочная (полевая) геофизика;
- геофизические исследования скважин.

Разведочная геофизика (направлена на изучение межскважинного пространства):

- гравиразведка (гравитационные методы); физическая основа – способность различных по плотности горных пород создавать изменения в гравитационном поле (аномалии силы тяжести);

- магниторазведка (магнитные методы); физическая основа – различия в интенсивности намагничивания горных пород в магнитном поле;

- электроразведка (электрические методы); основана на изучении аномалий распределения электрических характеристик (электрическое сопротивление и электрическая поляризуемость) горных пород;

- сейсморазведка – совокупность методов исследования геологического строения, основанных на использовании поля искусственно возбуждаемых упругих волн.

Сейсмические методы по детальности, разрешающей способности, глубинности исследований и разнообразию решаемых задач занимает ведущее (первое) место среди методов разведочной геофизики.

Предисловие к тематике курса

Методы геофизических исследований скважин (промысловая геофизика) направлены на изучение геологического строения и свойств горных пород непосредственно в стволе скважины и околоскважинном пространстве:

- электрические (БКЗ, ПС, МК, БК, ИК, ИКЗ, ДК);
- радиоактивные (ГК, СГК, НГК, ГГКП, ГГКЛ);
- акустические/сейсмоакустические (АК, САТ);
- ядерно-магнитные (ЯМК);
- прямые (ГДК, ОПК, ИПТ);
- методы изучения технического состояния скважин (инклинометрия, кавернометрия, термометрия и др.).

Согласно Учебного плана по специальности «Нефтегазовая техника и технологии» по направлению геофизических исследований - дисциплина «Промысловая геофизика». Общая трудоемкость (на группу) - 216 час., в т.ч. ауд. работа – 92 час. (Л – 36, ЛР и ПЗ -54, КСР -2).

Как промежуточный вариант в рамках учебной нагрузки по дисциплине «Промысловая геофизика» вводится дисциплина «Геофизические методы поиска и разведки месторождений нефти и газа»

- раздел «Сейсморазведка»; ауд.работа (на группу) – 46 час. (Л – 18, ЛР и ПЗ - 27, КСР -1);
- раздел «Промысловая геофизика»; ауд.работа (на группу) – 46 час. (Л – 18, ЛР и ПЗ - 27, КСР -1).

пермский политех
КОГАЛЫМСКИЙ ФИЛИАЛ

Геофизические методы поиска и разведки месторождений нефти и газа

Раздел 1. «Сейсморазведка»

Курс лекций

Вингалов Вячеслав Михайлович,
доцент, к.ф.-м.н.
кафедра Моделирования нефтегазовых систем

Программа практических занятий/семинаров

Программа семинаров/практических занятий по дисциплине "Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа", раздел "Сейсморазведка"
(специальность 21.05.06 "Нефтегазовые техника и технологии"), 4 курс
Базовая кафедра "Моделирование нефтегазовых систем", Управление сейсмических исследований (г.Когалым, г.Тюмень), ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг"

№ п/п	Название курса/семинара	Дата проведения	Продолжительность, академический час	Преподаватель	Ответственный за подготовку	Краткое содержание
1	Проектирование и сопровождение полевых сейсморазведочных работ	Конец сентября - начало октября 2025 г.	4	Е.А.Гордич	В.М.Вингалов	Основы методики и техники сейсморазведочных работ, принципы технико-методического контроля качества полевых сейсмических материалов. Демонстрация на конкретном проекте.
2	Обработка сейсмических данных	Октябрь - ноябрь 2025 г.	2	И.В.Давыдов	В.М.Вингалов	Задачи, основные этапы обработки сейсмических данных. Примеры на конкретном проекте.
3	Подготовка и интерпретация данных ГИС, петроупругое моделирование	Ноябрь - декабрь 2025 г.	2	Е.А.Черепанов	В.М.Вингалов	Петрофизическое обеспечение интерпретации сейсмических данных. Основные принципы. Пример на конкретной площади, методического характера..
4	Структурная (кинематическая) интерпретация сейсмических данных	Октябрь - ноябрь 2025 г.	4	О.Л.Буторина М.К.Калмыков	В.М.Вингалов	Пример на конкретном проекте, методического характера. Основные этапы построения детальной структурно-тектонической модели (стратиграфическая привязка, корреляция, построение карт изохрон по основным и целевым ОГ, палеотектонический и, при необходимости кратко, сиквенс-стратиграфический анализ, глубинно-скоростная модель и т.п.).
5	Динамическая интерпретация сейсмических данных	Октябрь - ноябрь 2025 г.	6	Н.В.Сентюрев В.В.Назаруков Е.Н.Смородин	В.М.Вингалов	*- инверсионные преобразования;* *- AVO-анализ;* *- атрибутный анализ;* *- сиквенс-стратиграфический и сейсмофациальный анализ;* *- прогноз геолог-промысловых параметров (свойств резервуаров).* По каждому из этапов основы, последовательность, комплексность решения. На конкретном проекте. Упор на методику.
6	Геометризация залежей, оценка запасов и ресурсов	Ноябрь - декабрь 2025 г.	2	И.А.Пешкова	В.М.Вингалов	Основные принципы. Роль и место геолога в сейсмическом проекте. Решение на конкретном проекте.
7	Практика комплексирования полевых геофизических методов при решении геологоразведочных задач	Ноябрь - декабрь 2025 г.	2	А.А.Пьянков Ж.Л.Мельникова	В.М.Вингалов	На примере комплексирования материалов сейсморазведки, грави-, магнито-, электроразведки при интерпретации сейсмических данных на конкретных проектах

Примечание. Курс "Сейсморазведка" **учебный** для студентов-разработчиков 4 курса. Не для специалистов даже смежных специальностей. Но, с одной стороны, упрощаем изложение, с другой стороны, помним про образовательную цель. При этом ввиду крайне малого количества выделенных на дисциплину часов, в лекциях тематика по семинарам практически не будет освящена, только схематически. В идеале семинар должен быть структурирован так, чтобы можно было (гипотетически) сформулировать по нему для студентов вопросы для самопроверки, сформировать их интерес к попытке самостоятельного изучения вопроса.

Рекомендуемая литература

1. Боганик Г.Н. Сейсморазведка / Г.Н.Боганик, И.И.Гурвич. -Тверь: АИС, 2006.

2. Гурвич И.И. Сейсмическая разведка/ И.И.Гурвич, Г.Н.Боганик – Москва: Недра, 1980.

3. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки - Екатеринбург: УГГГА, 2003.

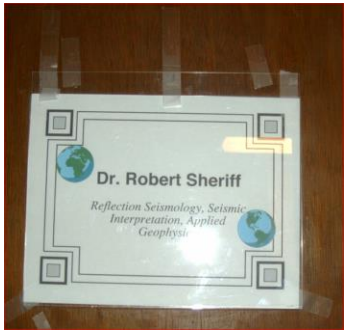
4. Бондарев В.И. Сейсморазведка, т.1-2/В.И.Бондарев, С.М.Крылатков – Екатеринбург: УГГУ, 2010.

5. Шерифф Р. Сейсморазведка, т.1-2/Р.Шерифф, Л.Гелдарт – Москва: Мир, 1987.

Рекомендуемая литература



Goloshubin G.

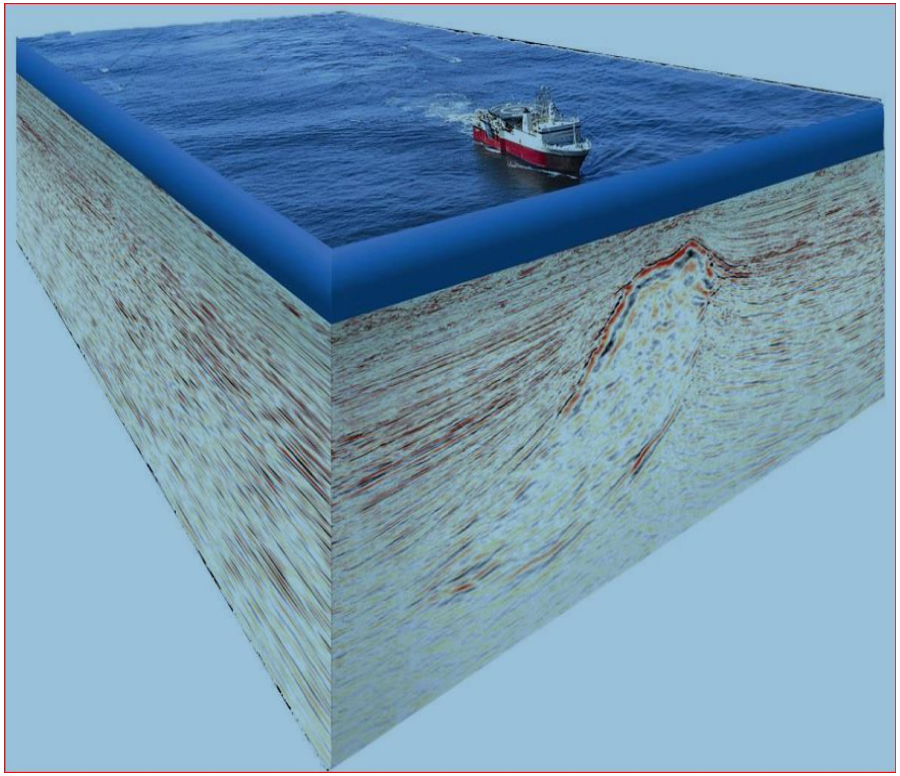


Вингалов В.М.

Введение

Сейсморазведка – метод разведочной геофизики, основанный на регистрации искусственно создаваемых упругих волн и извлечении из них полезной информации о геометрии границ, наличии разломов, свойствах геологической среды (от греч. seismos – колебание, землетрясение)





пермский политех
КОГАЛЫМСКИЙ ФИЛИАЛ

Введение. Схема полевых сейсморазведочных работ

Источники

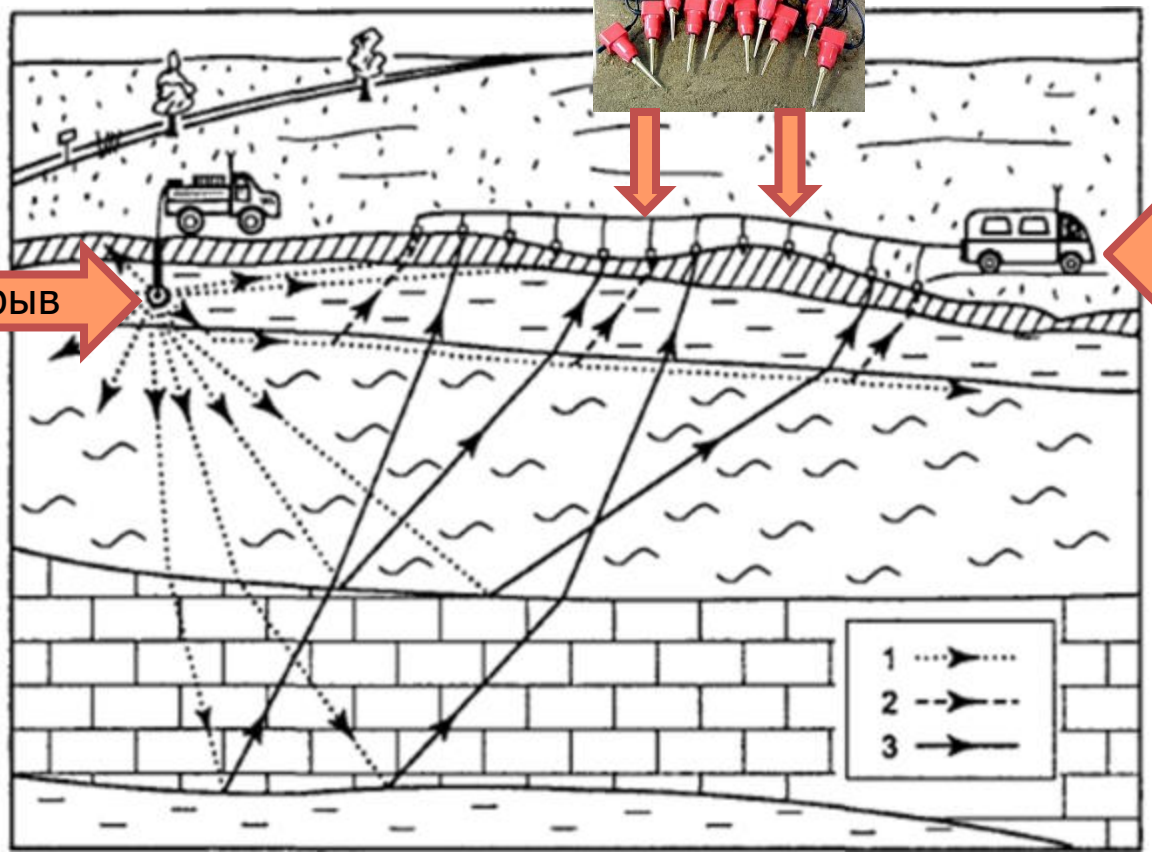




Взрыв



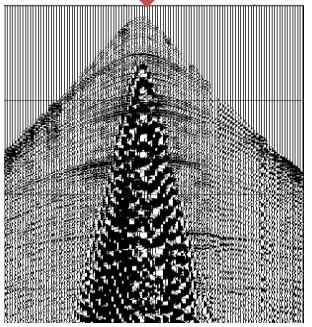






Сейсмостанция





Полевая сейсмическая запись

ЛУКОЙЛ

Введение. Классификация методов сейсморазведки

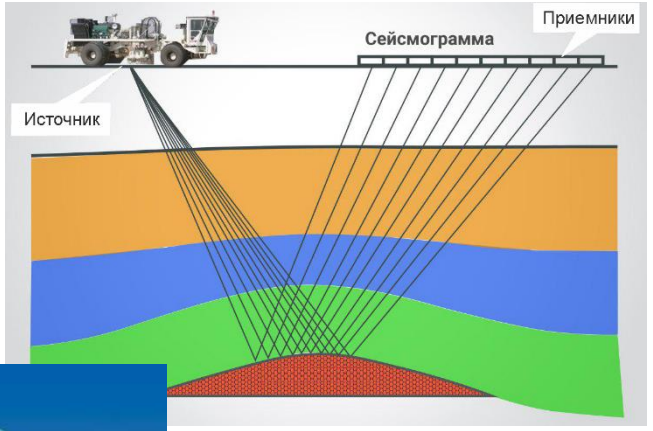
Мерность наблюдения
- ✓ 1D – скважинная;
- ✓ 2D – профильная;
- ✓ 3D – трехмерная.
- ✓ 4D

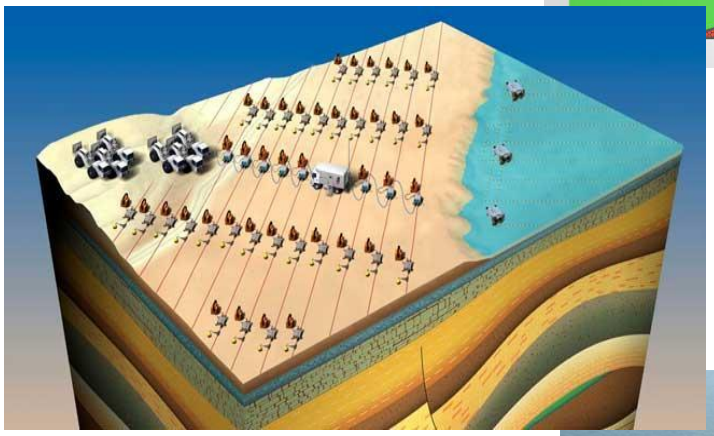
Регистрируемые волны
- ✓ Отраженные (МОВ);
- ✓ Преломленные (МПВ).

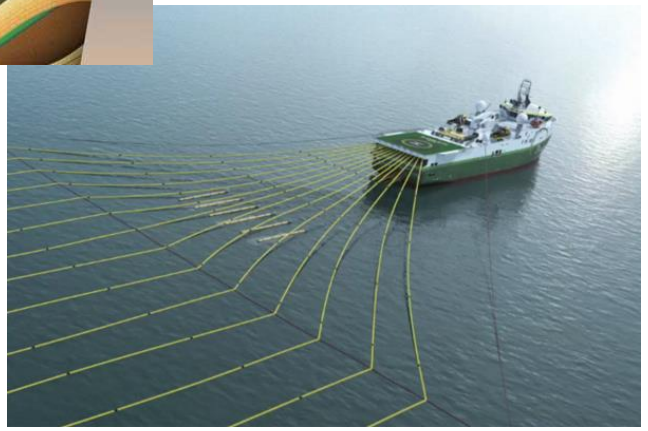
Решаемая задача
- ✓ Глубинная;
- ✓ Структурная;
- ✓ Нефтегазовая;
- ✓ Инженерная.

Физико-географические условия проведения работ
- ✓ Сухопутная (наземная);
- ✓ Морская.

Тип источника возбуждения волн
- ✓ Взрывная;
- ✓ Вибрационная;
- ✓ Импульсная.







Введение. Структура сейсморазведочного канала



Сейсморазведочный канал – динамическая система, преобразующая воздействие источника упругих колебаний (входной сигнал) в сейсморазведочную информацию (выходной сигнал).

Сейсмогеологический канал – объект исследования – сейсмогеологическая среда *.

Сейсморегистрирующий канал – инструменты исследования.

Сейсмообрабатывающий канал – совокупность средств и методов преобразования и анализа зарегистрированной волновой картины для получения сейсмического изображения объекта

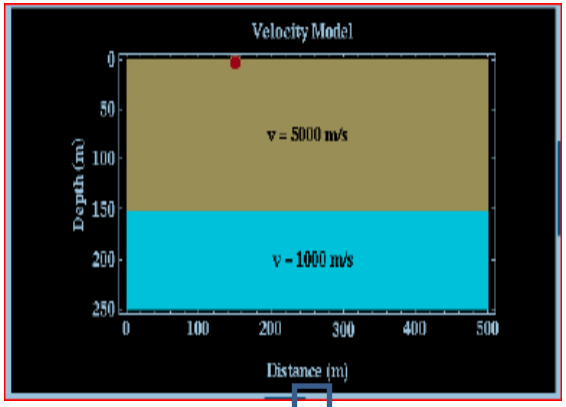
Сейсмогеологическая среда – геологическая среда в том виде, как она проявляется при формировании поля упругих колебаний.

Помним!!! *В этом отличие понятия* ***сейсмогеологической модели*** *от* ***геологической модели*** *среды!*

Введение. К теории сейсмогеологического канала

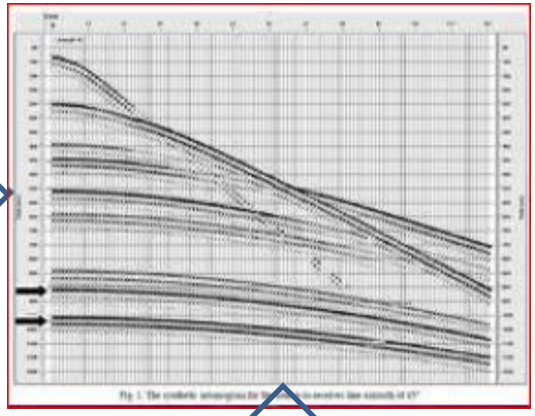
Прямая задача сейсморазведки

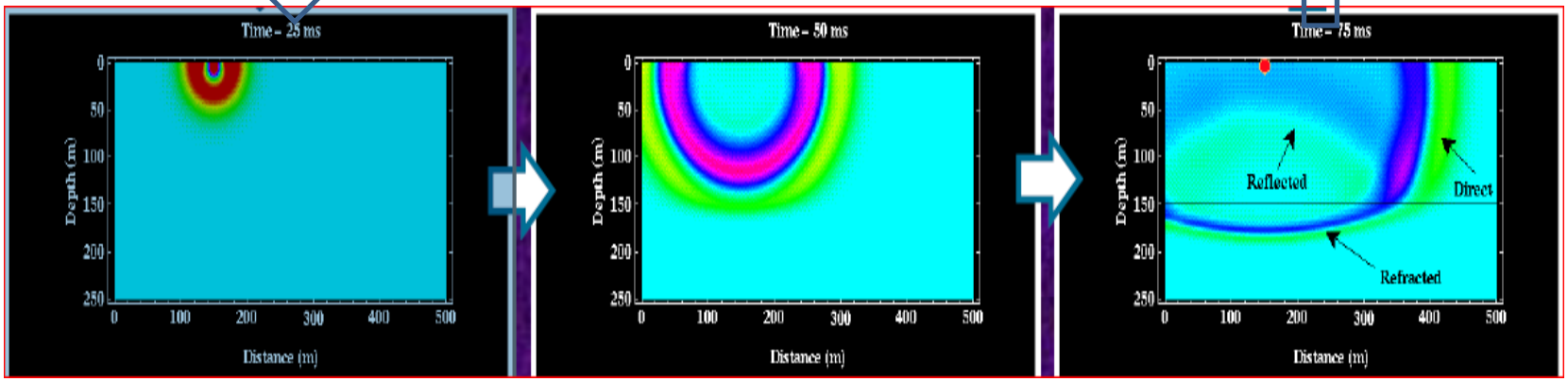
Начальная скоростная модель,
с учетом априорной информации



Прямая задача

Рассчитанное волновое поле

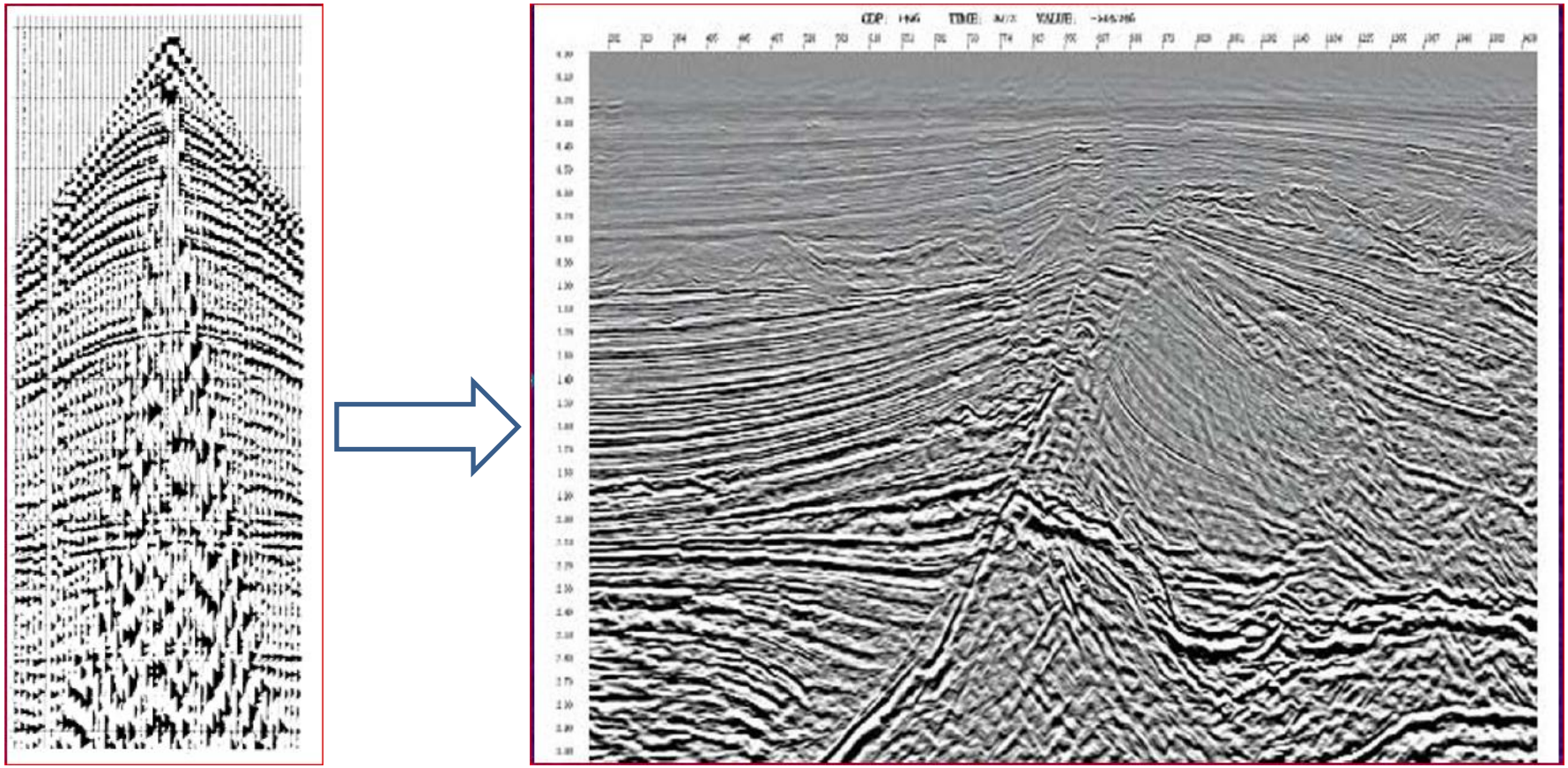




Решение **прямой** задачи – расчет параметров поля упругих волн для заданных сейсмогеологических моделей

Введение. К теории сейсмообрабатывающего канала

Обратная задача сейсморазведки



Решение **обратной** задачи получения изображения среды (разрез, куб) и определение ее параметров по волновому полю

Физико-геологические основы сейсморазведки

Основные положения теории упругости

Теория распространения упругих (сейсмических) волн базируется на теории упругости, так как геологические среды в первом приближении можно считать упругими. Само свойство среды сопротивляться внешним воздействиям называется **упругостью.**

Напряжение (Н/м^2) – сила, действующая на единицу деформируемого тела
Деформация – изменение взаимного расположения частиц тела

$$\sigma = \frac{F}{S}$$

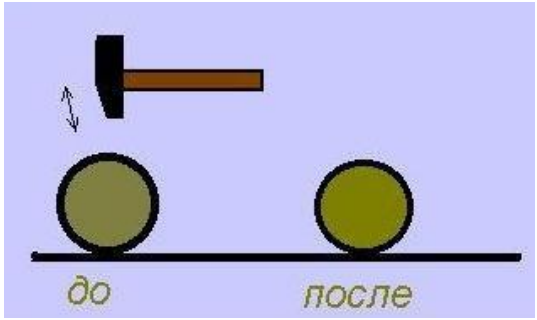
$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$$

F – прилагаемая сила, S – площадь, на которую действует сила, l – длина деформируемого тела, Δl (Δx) – абсолютное удлинение (смещение)

Деформации

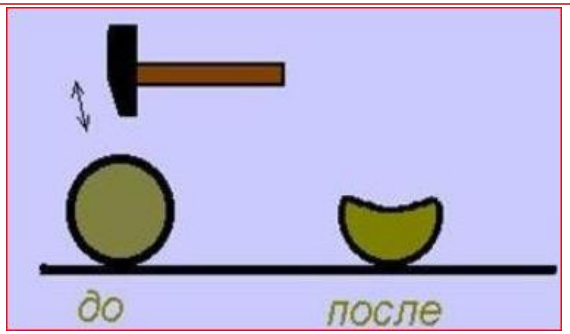
Упругие (обратимые)
После снятия напряжения тело полностью восстанавливает свои объем и форму

Неупругие, пластичные (необратимые)
После снятия напряжения тело полностью (изменение объема) или частично (объем сохраняется) деформируется



Виды необратимых деформаций твердых тел

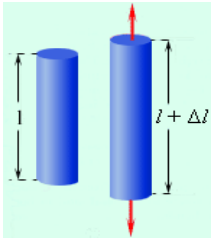




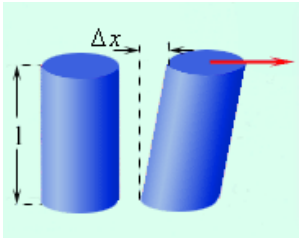
Физико-геологические основы сейсморазведки

Основные положения теории упругости

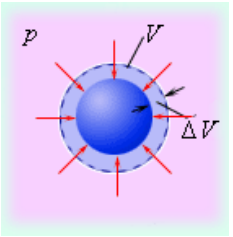
Деформация растяжения



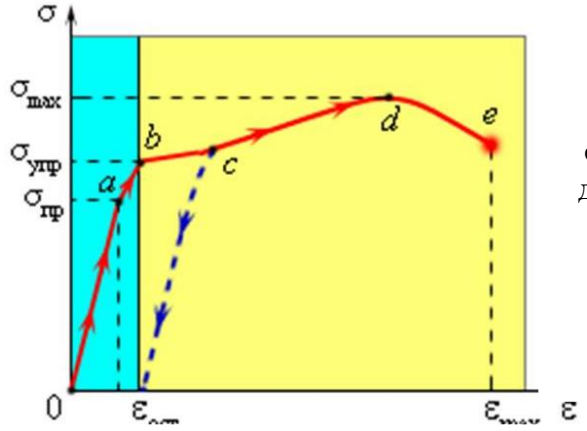
Деформация сдвига



Деформация всестороннего сжатия



Виды деформаций геологической среды при распространении сейсмической волны



Зависимость деформации ε материала от приложенного напряжения σ

Голубая область соответствует упругим деформациям – область закона Гука.
Желтая область соответствует пластичным деформациям

Связь между деформацией и приложенным напряжением определяется законом **Гука.**

Закон Гука

Для деформаций растяжения:

$$\sigma = \varepsilon E \text{ или } \frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E}\frac{F}{S}$$

Для деформаций сдвига:

$$\frac{\Delta x}{l} = \frac{1}{G}\frac{F}{S}$$

Для деформаций всестороннего сжатия:

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{1}{K}p$$

E – модуль Юнга (Н/м^2), G – модуль сдвига (Н/м^2), K – модуль всестороннего сжатия (Н/м^2), p – давление (Па)

Сейсмические волны в абсолютно упругих однородных средах

Однородное безграничное пространство - это наиболее простая модель среды, облегчающая рассмотрение основных исходных положений теории распространения сейсмических волн (***λ(x,y,z)=Const, μ ((x,y,z)=Const***).

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

Волновое уравнение

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

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

где: $\bar{u}=\bar{u}(x,y,z,t)$ - вектор смещения частиц среды под действием проходящей волны; λ и μ - постоянные (модули) Ламэ; ρ - плотность среды.

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

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

E – модуль Юнга, сопротивление упругого материала растягивающей (сжимающей) силы = напряжению, при котором объемный элемент вдвое растягивается (сжимается).
В реальных горных породах ***E*** может различаться в 100-1000 раз

σ – коэффициент Пуассона, характеризует соотношение между относительным поперечным сжатием (растяжением) и относительным продольным удлинением (сокращение) объемного элемента породы;
σ меняется в пределах от 0 до 0,5

Сейсмические волны в абсолютно упругих однородных средах

Волновое уравнение, продольные и поперечные волны

В однородной среде векторное поле смещения частиц среды $\bar{u}$ при упругих колебаниях является суммой двух составляющих – *потенциальной* $\bar{u}_p$ и *вихревой* $\bar{u}_s$. Поэтому существует два независимых волновых уравнения:

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

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

$\bar{u}(x,y,z,t) = grad\ \varphi + rot\ \bar{\psi} = \bar{u}_p + \bar{u}_s$

$\bar{u}_s$: $div\ \bar{u}_s = 0$

$\bar{u}_p$: $rot\ \bar{u}_p = 0$

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

Следовательно,

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

Сейсмические волны в абсолютно упругих однородных средах

пермский политех
КОГАЛЫМСКИЙ ФИЛИАЛ

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 ***Vp*** 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).

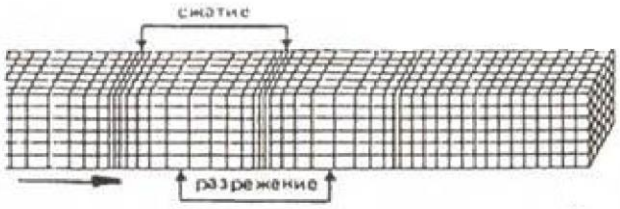
Ниже в плоском сечении схематически показан характер деформации элементов среды при прохождении ***S-волны***, имеющей форму одного периода синусоиды.

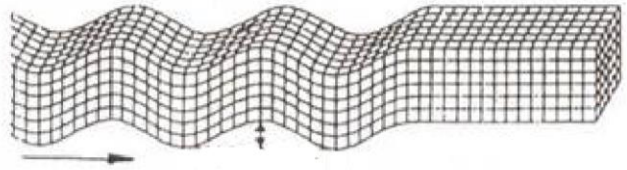
Поперечные волны распространяются со скоростью ***Vs***, определяемой упругими и плотностными свойствами среды.

ЛУКОЙЛ

Сейсмические волны в абсолютно упругих однородных средах

Продольные и поперечные волны, характер деформаций упругой среды при распространении сейсмической волны





Продольные (волны сжатия) – в которых колебания происходят вдоль направления распространения волн

Изменение объёма, без изменения формы
Распространяются во всех средах

Поперечные (волны сдвига) – в которых колебания происходят перпендикулярно направлению движения волны

Изменение только формы, объём=const
Распространяются только в твердых средах

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

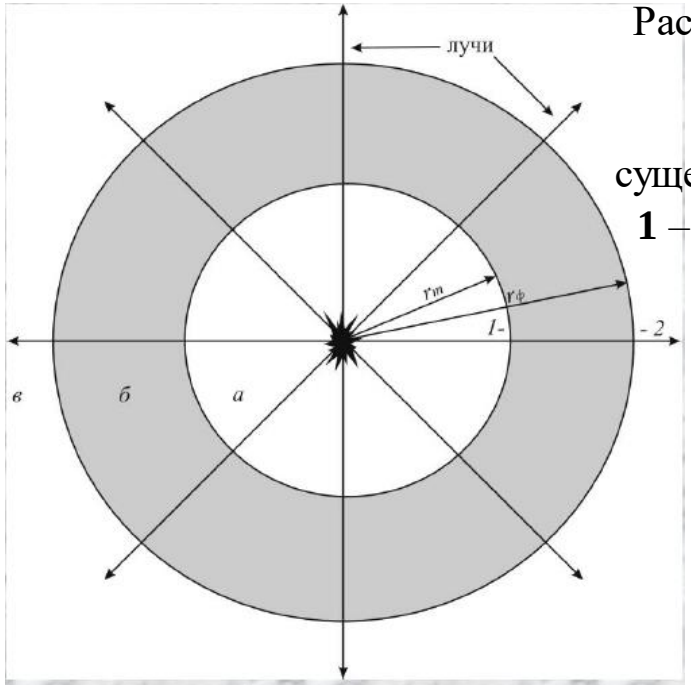
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \geq \sqrt{2} \quad \text{поскольку} \quad \sigma \geq 0.$$

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***.

← Слабое сцепление частиц не обеспечивает сдвиговых деформаций

Типы волн. Сферические продольные волны

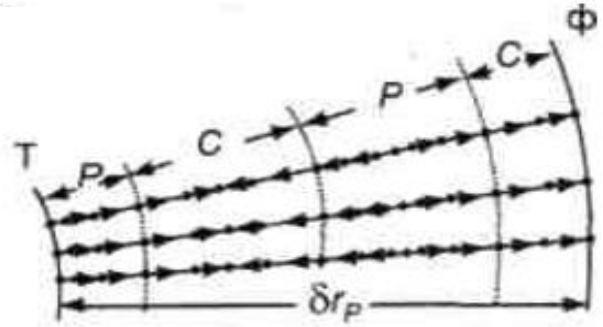


Распространение сферической продольной волны в однородной среде для точечного источника:

а) – область, где возмущения уже прекратились; **б)** – область существующих возмущений; **в)** – область, куда возмущения еще не пришли.

1 – задний фронт (тыл) волны радиуса $r_Т$, **2** – передний фронт радиуса $r_Ф$.

$\delta r_p = r_Ф - r_Т = v_p \cdot \delta t_p$, где v_p - скорость Р-волны, δt_p -время действия источника



– характер смещения частиц среды в области возмущения

Идеальный излучатель продольных волн (импульсный сейсмический источник) - пульсирующая сфера

Ввиду сферической симметрии источника поле смещений $U_p(r,t)$ в окружающей среде зависит только от расстояния r точки наблюдения от центра 0 сферической полости очага.

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

f – форма колебаний от источника,

a_p – исходная амплитуда

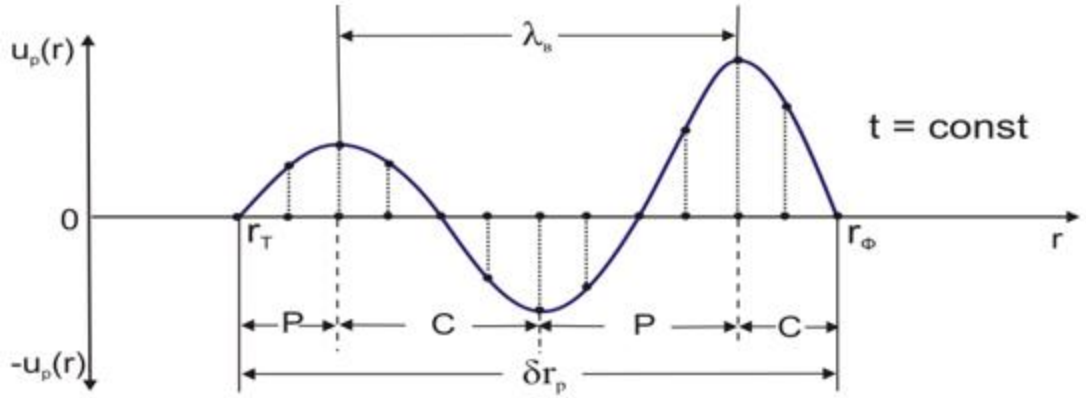
пермский политех
КОГАЛЫМСКИЙ ФИЛИАЛ

Типы волн. Сферические продольные волны

Изображение продольной волны:

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

а



Профиль волны – $u_p(r)$ - показывает для фиксированного момента времени (t = const) зависимость величины смещения частиц среды от их расстояния до источника

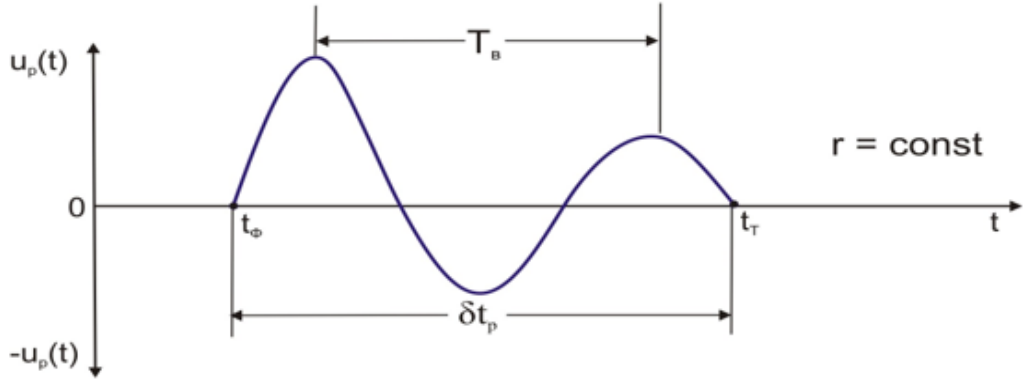
Это - как бы мгновенная фотография волнового процесса. Расстояние между соседними одноименными экстремумами профиля (максимумами или минимумами) называют **видимой (преобладающей) длиной волны $\lambda_в$.** Каждый экстремум Р-волны служит границей между соседними зонами сжатия и растяжения**. Характерные 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 $\delta r_p = r_ф - r_т$ есть протяженность колебаний.

Типы волн. Сферические продольные волны

Изображение продольной волны:

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

б



Максимальное отклонение частицы среды от положения равновесия принято называть **амплитудой волны.**

Очевидно, $\lambda_в = V_p * T_в$

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. Интервал времени между соседними одноименными фазами колебаний (максимумами или минимумами) называют **видимым (преобладающим) периодом волны ($T_в$).** Обратная величина $f_в = 1/T_в$ - это **видимая (преобладающая) частота** колебаний. Как и для профиля волны, **характерные точки ее записи (экстремумы, нули) называют фазами волны**. Момент $t_Ф$ начала колебаний в точке наблюдения является временем вступления (фронта) волны, а момент $t_Т$ - временем прекращения (тыла) колебаний. Интервал времени $\delta t_p = t_Т - t_Ф$ 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** (описываются рядом Фурье – бесконечная сумма простых гармоник) и **гармоническими** - - A Cos ($\omega t - \varphi$)

Типы волн. Сферические продольные волны

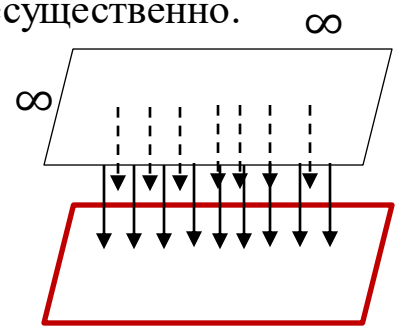
Геометрическое расхождение фронта волны

В процессе распространения волны, плотность энергии колебаний в сферическом слое постепенно снижается. При отсутствие 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: $W(r) = 4\pi r^2 \delta r_p$. ***Плотность энергии*** $J(r) = E/W(r)$ убывает как $1/r^2$. А***мплитуда*** упругих колебаний ***a(r)*** уменьшается с расстоянием как $1/r$.

Это явление называется **геометрическим расхождением.**

Типы волн. Плоские волны

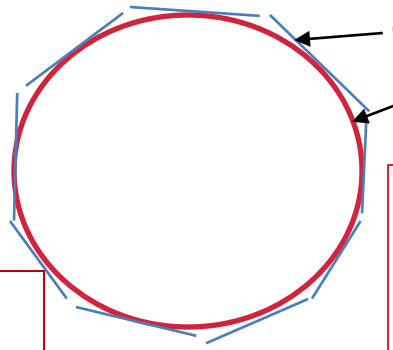
На больших удалениях от любого сферического источника кривизна фронта волны становится незначительной, и его поверхность практически вырождается в плоскость. В такой плоской волне амплитуда колебаний не изменяется с расстоянием, поскольку геометрическое расхождение несущественно.



- источник

- фронт плоской волны

Плоские волны – полезная математическая абстракция.



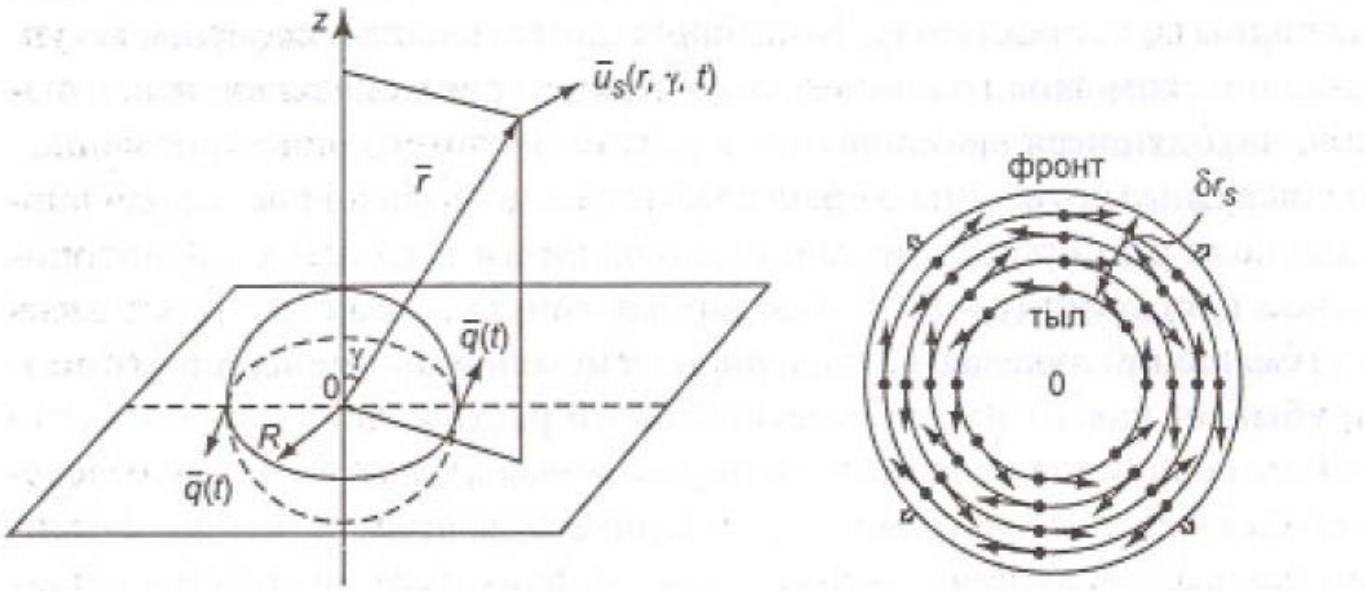
фронт локально-плоской волны

фронт сферической волны

В окрестности любой точки фронта сферической волны или волны с произвольным фронтом фронт можно аппроксимировать как локально-плоский

Волну с произвольным фронтом можно представить как суперпозицию плоских волн.
Многие аналитические выводы и решения получены именно для плоских волн.

Типы волн. Сферические поперечные волны



Идеальный излучатель поперечных волн волн - колеблющаяся сфера, совершающая малые повороты вокруг некоторой оси.

Деформации сдвига возникают за счет касательных (тангенциальных) сил $\bar{q}(t)$, возбужденных поворотом сферы радиуса ***R***. Распространяющаяся от источника волна ***S*** обладает осевой симметрией относительно движения сферы.

Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн

Фундаментальной основой теории распространения упругих волн служит **интеграл Кирхгофа** – аналитическое решение уравнения Ламе при определенных начальных и граничных условиях.

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

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

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

Интеграл Кирхгофа выражает дифракционную природу сейсмических волн:
смещение, наблюдаемое в точке $\boldsymbol{C(x, y, z)}$ – суперпозиция колебаний, приходящих к ней от всех элементарных источников на поверхности $\boldsymbol{Q}$

При этом наложение колебаний может происходить в одинаковых или противоположных фазах, усиливая или ослабляя друг друга.

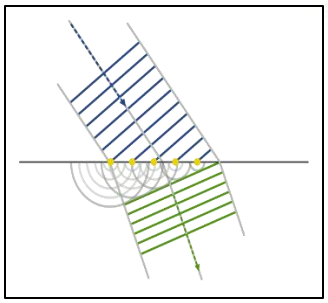
Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн. Принцип Гюйгенса-Френеля

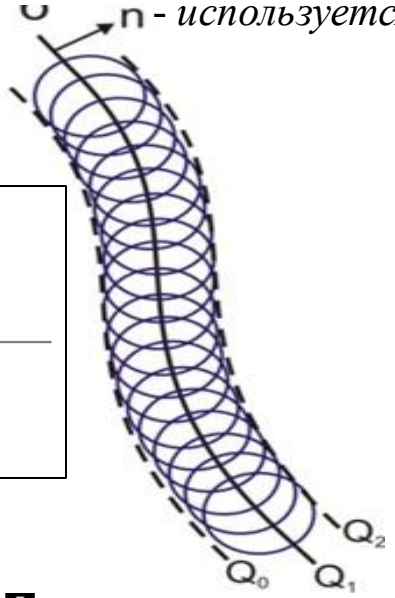
Аналитическое выражение принципа Гюйгенса-Френеля - **интеграл Кирхгофа**:
точки среды, которые достигла сейсмическая волна, становятся элементарными источниками вторичных волн, излучаемых в окружающее пространство.

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 волны в разные моменты времени

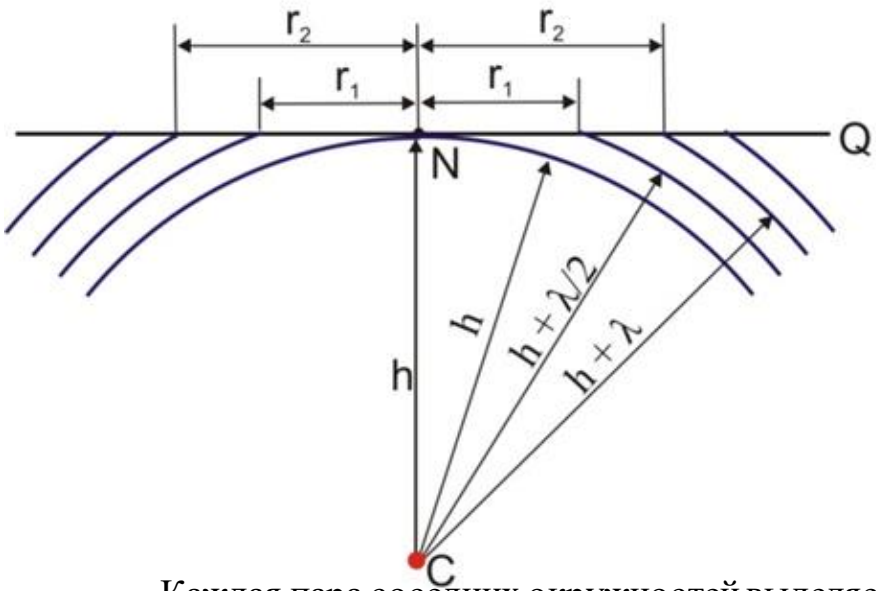




Пусть в момент t_1 фронт волны есть поверхность Q_1, положение фронта Q_2 в последующий момент $t_2 = t_1 + \delta t$ находят, рассматривая точки поверхности Q_1 как элементарные вторичные источники колебаний, начинающие излучить в момент t_1. К моменту t_2 вторичные волны будут иметь сферические фронты 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).

Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн. Принцип Гюйгенса-Френеля

Зоны Френеля – плоские волны



Интеграл Кирхгофа выражает дифракционную природу сейсмических волн:
смещение, наблюдаемое в точке ***C(x, y, z)*** – суперпозиция колебаний, приходящих к ней от всех элементарных источников на поверхности ***Q***

Пусть фазовая поверхность плоской гармонической волны длиной λ в некоторой 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 $\mathbf{h + \lambda/2}$, $\mathbf{h + \lambda}$, $\mathbf{h + 3\lambda/2}$, … $\mathbf{h + m\lambda/2}$, 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 выражением для **интеграла 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. *Напоминаем, λ – расстояние между одноименными экстремумами.*

Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн. Принцип Гюйгенса-Френеля

Зоны Френеля – плоские волны

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

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

Эффективную область формирования волнового поля обычно упрощенно называют **зоной Френеля** (не уточняя про ½ первой зоны Френеля).

Асимптотически при $f \to \infty$, $T_в \to 0$ ($f=1/T_в$, $\lambda_в = V_р * T_в$) ⇨ $\lambda \to 0$ (абсолютно короткий импульс) ⇨ $r_{эф} \to 0$. Тогда ⇨ энергия волны распространяется от источника в точку наблюдения по прямой линии, являющейся **лучом волны**.

Важно! Полученные оценки характеризуют свойство **локальности**: упругие колебания определяются волновым полем в окрестности луча, проходящего через (.) С

Основные принципы (постулаты) теории распространения сейсмических волн. Принцип Гюйгенса-Френеля

Принцип Ферма

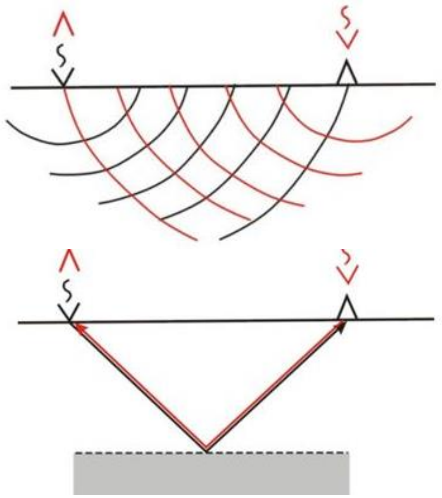
Принцип Ферма в его простейшей форме заключается в том, что **время пробега волны вдоль луча является наименьшим по сравнению с временем пробега вдоль любого другого пути.**

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 (см. понятие **зоны Френеля**).

Если скорость в среде постоянна, то лучи прямые линии. Если же среда неоднородна, то лучи становятся криволинейными.

Как следствие



Принцип взаимности

Если поменять местами источник и приемник, то время прихода сигнала, форма лучей и характер колебаний частиц геологической среды не изменится

Геометрическая сейсмика

Геометрическая сейсмика - *метод описания волновых процессов, исходящий из представления, что сейсмическая энергия при распространении волны не выходит за пределы лучевой трубки*. На таких построениях основан **лучевой метод** оценки интенсивности сейсмических волн.

Лучевой метод оценки интенсивности колебаний справедлив и для неоднородных сред при некоторых ограничивающих условиях: длина волны **λ** должна быть мала по сравнению с расстояниями, на которых заметно изменяются свойства среды, и по сравнению с радиусом кривизны изофазовых поверхностей.

Асимптотически (при $\lambda \to 0$) волновое уравнение разделяется на два уравнения:

$$\begin{cases} grad^2 t = \left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x,y,z)} \\ A\nabla^2 t + 2(gradA, gradt) = 0 \end{cases}$$

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.

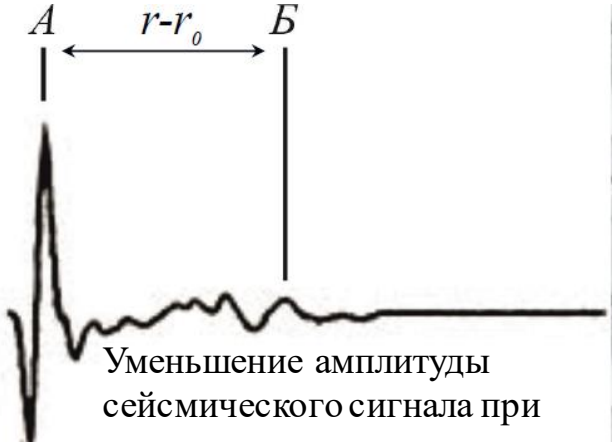
Из первого уравнения можно определить положение фронта волны, т. е. ее кинематические параметры. Это - **уравнение Гамильтона**, называемое **уравнением эйконала, уравнением поля времен**, (eicon греч. изображение).

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

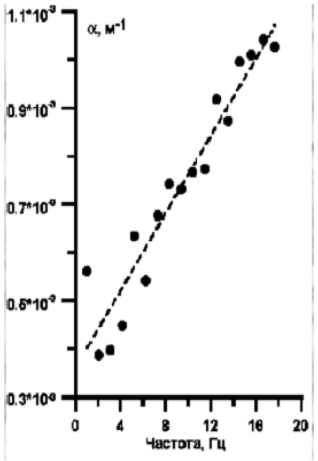
Сейсмические волны в **не**абсолютно упругих средах

Поглощающие среды

Поглощение – уменьшение энергии (амплитуды) сейсмической волны за счет перехода ее в другой вид, в первую очередь, в тепло. Следствием **поглощения** является **затухание** сейсмических волн.

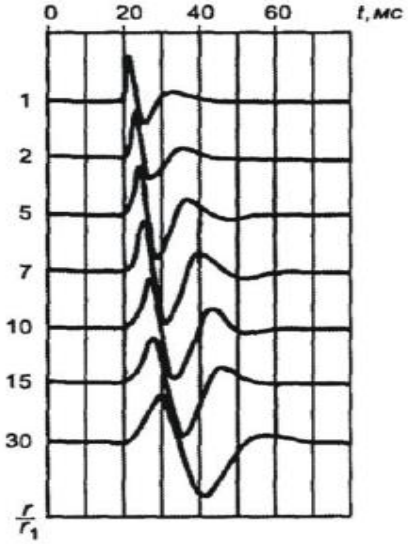


Уменьшение амплитуды сейсмического сигнала при удалении от источника



Зависимость коэффициента поглощения α от частоты

Изменение формы сейсмической волны с удалением ($\mathbf{r/r_1}$) от источника. Амплитуды нормированы к амплитуде первого максимума



Уменьшение амплитуды сейсмической волны при прохождении через поглощающую среду: $A(r)=A(r_0)e^{-\alpha(\omega)(r-r_0)}$ где $A(r)$ – амплитуда волны в искомой точке на расстоянии r от источника возмущения (т. *Б*); $A(r_0)$ - амплитуда волны в опорной точке (т. *А*) на расстоянии r_0 от источника возмущения ($r>r_0$); $\omega=2\pi f$ – круговая частота колебаний; $\alpha(\omega)$ – амплитудный коэффициент поглощения (10^{-3} - 0.5 $м^{-1}$) – <u>частотно зависимый</u>.

Поглощение ⇨ Изменение спектра ⇨ Изменение формы

Сейсмические волны в **не**абсолютно упругих средах

К поглощающим средам. Разложение сейсмического сигнала на простые гармоники

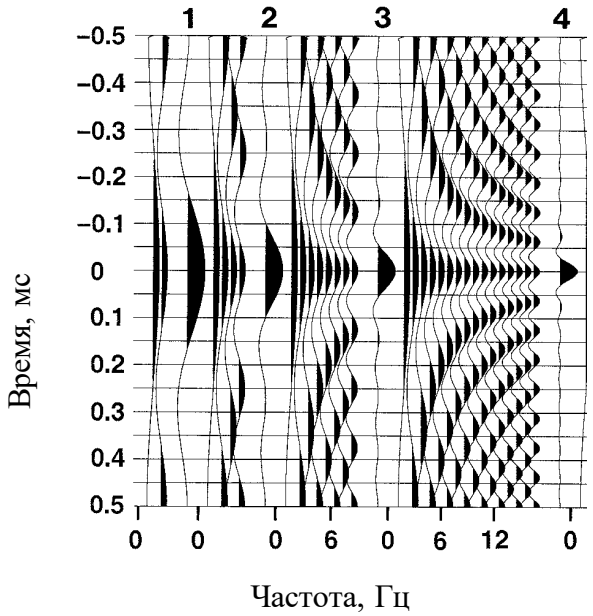


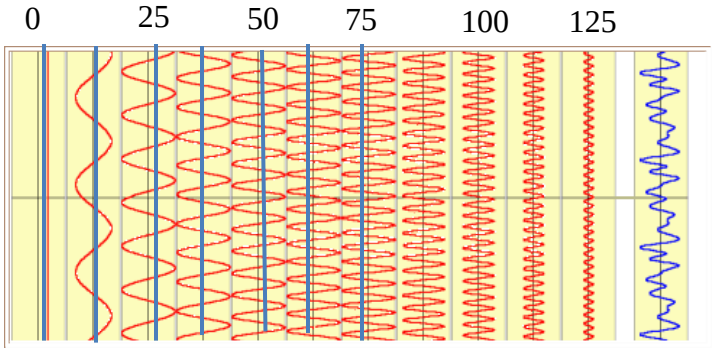


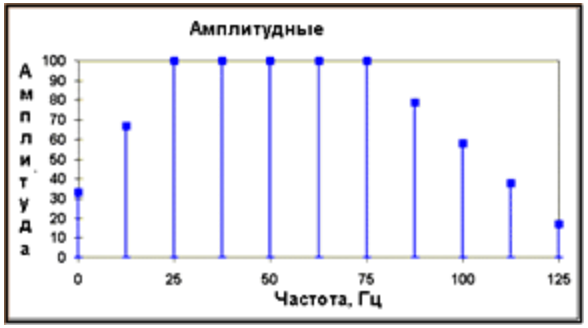
Ж. Б. Ж. Фурье

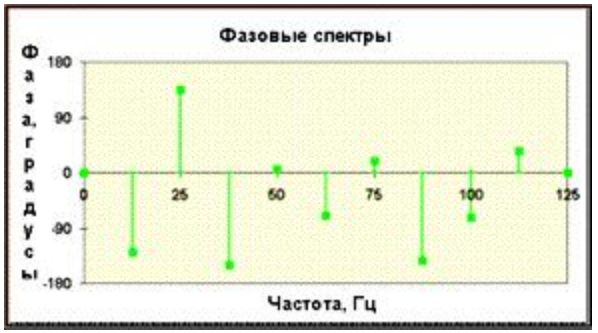
$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)\,\exp(-i\omega t)\,dt,$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)\,\exp(i\omega t)\,d\omega.$$









Сейсмические волны в неоднородных средах

Общие понятия

Наиболее простые модели неоднородных 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 и меняются скачкообразно*.

Рассмотрим только **плоские (гладкие) границы раздела.** Границу любой формы в области точек рассмотрения можно принимать (аппроксимировать) как локально-плоскую.

Часть среды, заключенную между двумя соседними границами $\mathbf{L_{i-1}}$, и $\mathbf{L_i}$, 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.**

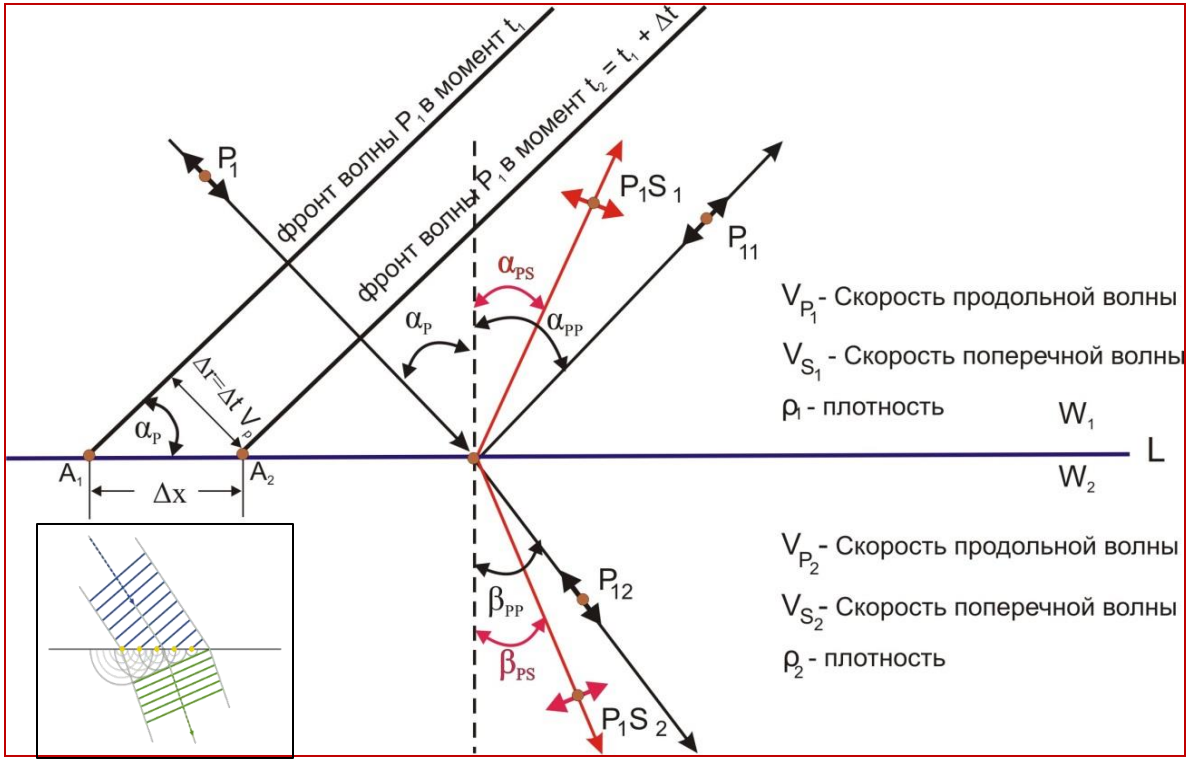
Среди всех границ особую роль играет граница $\mathbf{L_0}$, совпадающая с поверхностью Земли. В силу пренебрежительно малостью (в сравнении с горными породами) численных значений параметров упругих свойств воздуха эту границу принято называть **свободной**. Она играет особую роль в формировании регистрируемого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

** При этом есть исключение из правил: не каждая граница раздела упругих свойств является сейсмической. Граница будет сейсмической, если она как-то проявляется при формировании поля упругих колебаний.*

Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред



При отличном от **0** угле падения волны на границу образуется 4 вторичные волны. Две волны возвращаются в первую среду и называются **отраженными**, а две другие проходят во вторую среду и называются **проходящими**.

Одна отраженная $\mathbf{P_{11}}$ и одна проходящая $\mathbf{P_{12}}$ не **меняют свой тип** и называются **монотипными**, другая пара $\mathbf{P_1S_1}$ и $\mathbf{P_1S_2}$ 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**

Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред

Закон Снеллиуса

Закон отражения можно доказать, используя принцип Ферма.
Для волн, приведенных на рисунке выше, можно записать:

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

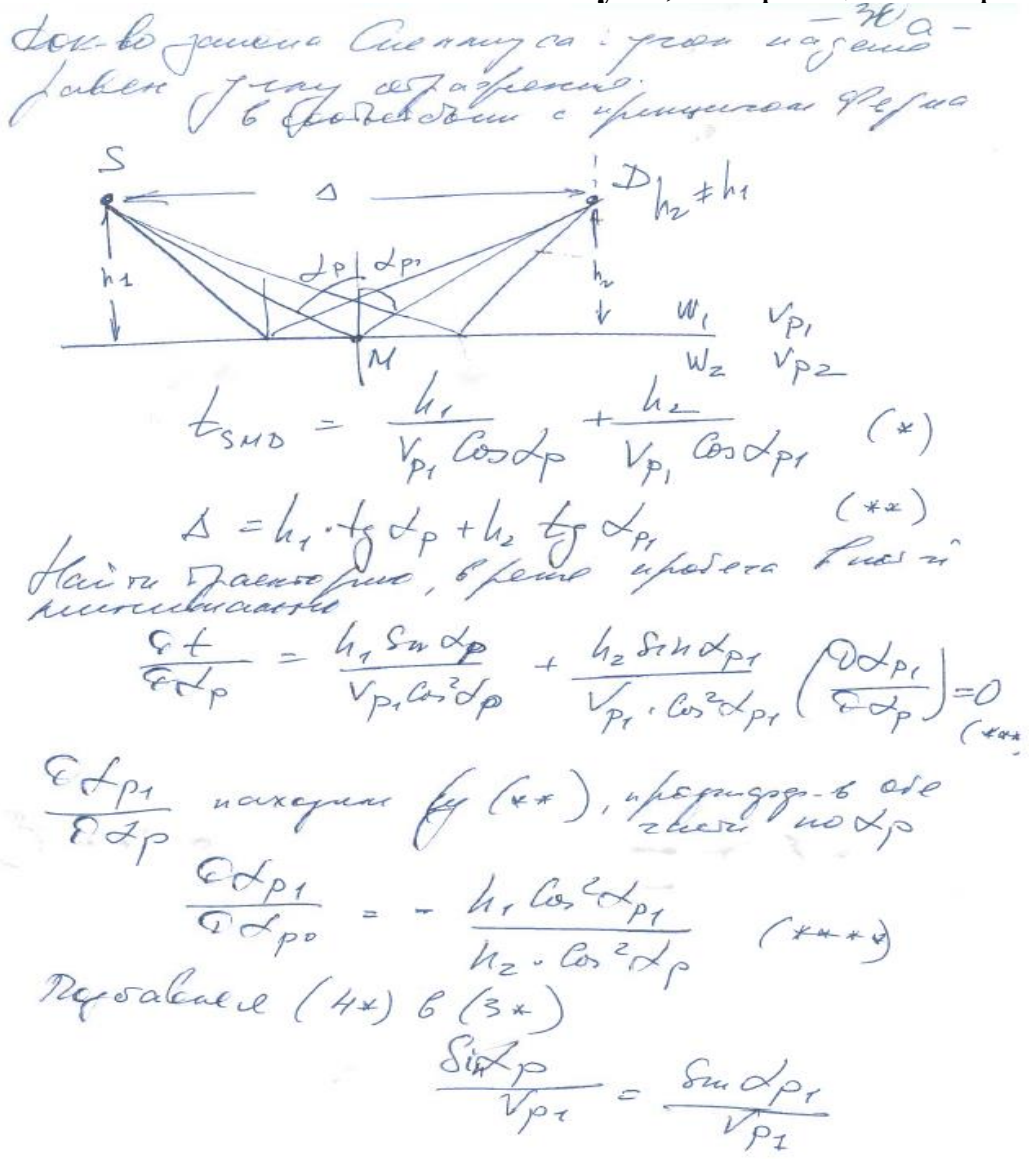
Закон Снеллиуса (закон отражения и преломления), в обобщенном виде записывается как

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

где **i** – индекс любой из рассматриваемых волн; $\mathbf{V_K}$ **– кажущаяся скорость**; **p** – параметр обратный кажущейся скорости называемый **параметром луча**.

Сейсмические волны в неоднородных средах

Закон Снеллиуса, из принципа Ферама



Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред

Закон кажущихся скоростей (закон Бенндорфа)

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

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

Нам **кажется**, что волна распространяется от точки $\mathbf{A_1}$ до $\mathbf{A_2}$ 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 $\mathbf{e_P = 90 - \alpha_P}$ и называется **углом выхода** между сейсмическим лучом и поверхностью.

Как видно из этого выражения, при изменении угла падения от **0** до $\mathbf{90^0}$, кажущаяся скорость меняется от **бесконечности до истинной скорости**.

Сейсмические волны в неоднородных средах

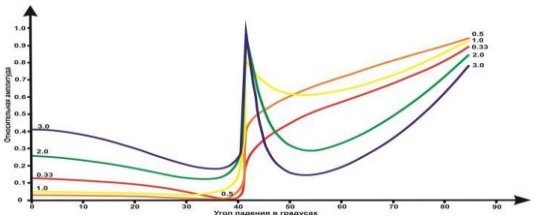
Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред

Уравнения Кнотта – Цепприца

Уравнения для определения амплитуд вторичных волн впервые получены **Кноттом** (через упругие потенциалы) и **Цеппритцем** (для смещений). Введенные **Цеппритцем** относительные амплитуды смещения вторичных отраженных и проходящих волн:

$$A_{PP} = \frac{a_{R_1}}{a_{R_1}}, \quad A_{PS} = \frac{a_{R_1 S_1}}{a_{R_1}}, \quad B_{PP} = \frac{a_{R_2}}{a_{P_1}}, \quad B_{ps} = \frac{a_{P_1 S2}}{a_{P_1}}$$



называются соответственно **коэффициентами отражения** ($\mathbf{A_{PP}}$, $\mathbf{A_{PS}}$) и **прохождения** ($\mathbf{B_{PP}}$, $\mathbf{B_{PS}}$). Величины коэффициентов отражения и прохождения сложным образом зависят от свойств среды и угла падения исходной продольной волны.

Уравнения Кнотта – Цепприца *в общем виде; коэффициенты отражения/прохождения зависят от скоростей продольных и поперечных волн, плотности, угла падения.*

$$\begin{bmatrix} R_P(\theta_1) \\ R_S(\theta_1) \\ T_P(\theta_1) \\ T_S(\theta_1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 & -\cos\phi_1 & \sin\theta_2 & \cos\phi_2 \\ \cos\theta_1 & -\sin\phi_1 & \cos\theta_2 & -\sin\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}}\cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}}\sin 2\theta_2 & \frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2}\cos 2\phi_2 \\ -\cos 2\phi_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}}\sin 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}}\cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}}\sin 2\phi_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sin\theta_1 \\ \cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\phi_1 \end{bmatrix}$$

В наших обозначениях:

$\boldsymbol{R_p}=A_{pp}$, $\boldsymbol{R_s}=A_{ps}$, $\boldsymbol{T_p}=B_{pp}$, $\boldsymbol{T_s}=B_{ps}$,

$\boldsymbol{\theta_1} = \alpha_p = \alpha_{pp}, \boldsymbol{\varphi_1} = \alpha_{ps}, \boldsymbol{\theta_2} = \beta_{pp}, \boldsymbol{\varphi_2} = \beta_{ps}$

Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред

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:

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

В сейсморазведке используют параметр, называемый **акустической жесткостью,** или **волновым сопротивлением** (**импедансом**), и равный произведению скорости упругих волн в среде на ее плотность**:** $\gamma = V\,\rho$

Коэффициент отражения при нормальном падении имеет простой физический смысл: A_{pp} – половина относительного изменения импеданса

Сейсмические волны в неоднородных средах

Нормальное падение - это частный случай

При нормальном падении обменные волны не образуются. Энергия первичной волны делится между двумя монотипными волнами $\mathbf{P_{11}}$ и $\mathbf{P_{12}}$, 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 $\mathbf{A > 0}$; если $\gamma_1 > \gamma_2$ то обычно $\mathbf{A < 0}$. Положительный знак коэффициента отражения говорит о «**сохранении фазы**» вторичной волны: у нее такая же полярность, как у первичной волны. Например, если падающая волна $\mathbf{P_1}$ имеет на фронте зону сжатия, то ее же имеет на фронте отраженная волна $\mathbf{P_{11}}$.

Отрицательный знак коэффициента отражения указывает на «**потерю полуволны**», т.е. изменение полярности вторичной волны. В этом случае зона сжатия на фронте падающей волны $\mathbf{P_1}$ сменяется зоной растяжения на фронте отраженной волны $\mathbf{P_{11}}$.

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.

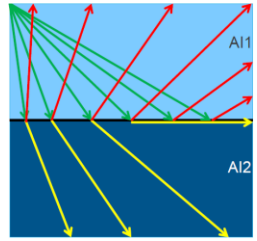
Поверхность раздела, на которой изменяется акустическая жесткость среды, называется отражающей границей, т. е. условие для образования отраженной волны $\gamma_1 \neq \gamma_2$.

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

Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред



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

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

Это значение угла принято называть **критическим углом** и обозначать индексом $\mathbf{\imath_p}$. В этом случае преломленная волна будет распространяться по кровле второй среды, и порождать в первой среде колебательные процессы -так называемые **головные волны.**

Волны этого происхождения ранее назывались **минтроповскими** в честь немецкого геофизика **Минтропа,** который впервые начал их широкое промышленное использование. Нередко их сейчас называют **преломленными волнами.** Это обстоятельство и объясняет название второго сейсмического метода - **метода преломленных волн.**

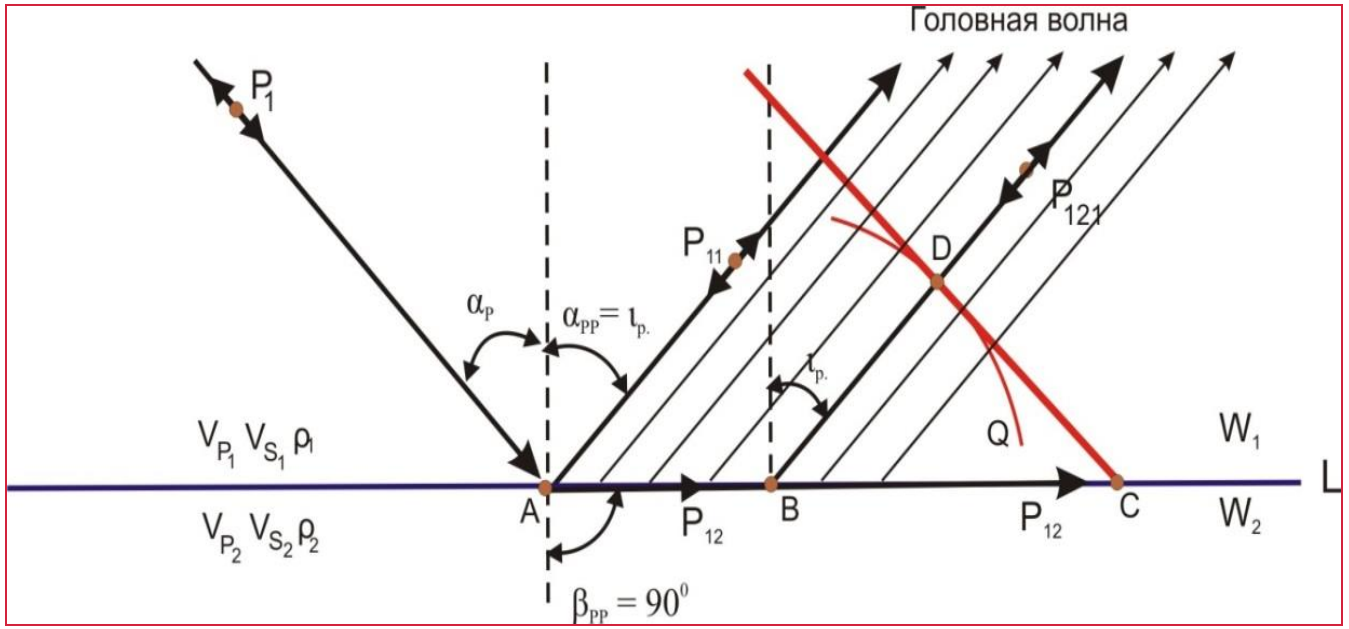
Если $\mathbf{V_{P2} < V_{P1}}$ - **головных волн нет.**

Сейсмические волны в неоднородных средах

Законы отражения/преломления (прохождения)

плоских волн на плоской границе раздела двух сред

Преломленные (головные) волны



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

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 $\mathbf{S_{121}}$.

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 ($\mathbf{P_1S_2S_1}$, $\mathbf{P_{12}S_1}$ и т д)

Сейсмические волны в неоднородных средах

Поверхностные сейсмические волны

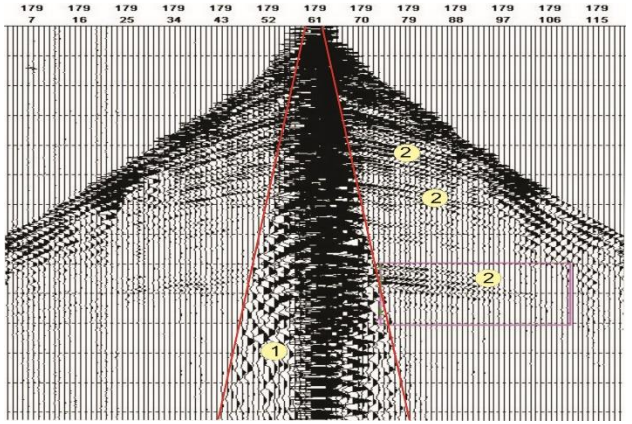
В однородной безграничной среде, как было показано выше, может существовать три типа объемных сейсмических волн: одна продольная **P** и две поперечные - **SV** и **SH**.

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 $\mathbf{L_0}$ - поверхности полупространства, контактирующего с воздушной средой, обуславливает появление еще одного, особого, класса волн - **поверхностных сейсмических волн *релеевского типа***, *низкочастотных, низкоскоростных; форма фронта - цилиндрическая*.



Зависимость компонент смещения и траектории колебаний частиц от частоты



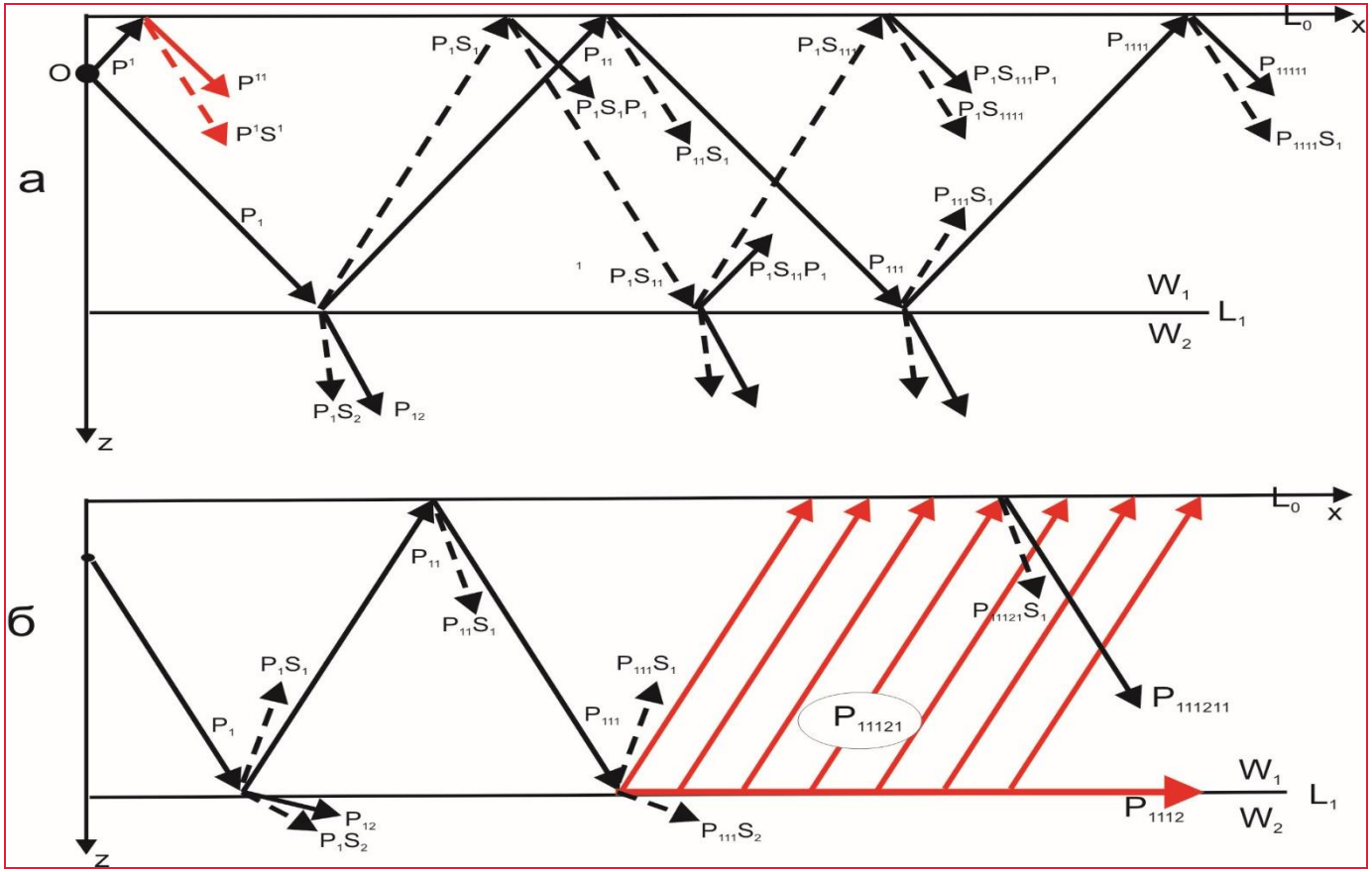
Полевая сейсмограмма:
1 – поверхностные волны, 2 - отраженные волны

В сейсморазведке на нефть и газ это волны-помехи.
Необходимо знание только основных свойств, для борьбы с ними.

Сейсмические волны в неоднородных средах

Сейсмические волны в средах с несколькими границами

Упругий слой на полупространстве, кратные волны



а – однократные и многократные волны; б – отраженно – преломленные волны

Сейсмические волны в неоднородных средах

Многослойная среда

В среде, содержащей несколько сейсмических границ, волновая картина существенно усложняется: при падении всякой волны на одну из границ раздела происходит ее расщепление с образованием отраженных и проходящих волн, а иногда и головных волн

Толстые слои - мощности которых превышают длину волны.

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

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

$r_э$ - 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

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

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

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.

Тонкие слои - мощности которых не превышает четверти длины волны.

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**.

Сейсмические волны в неоднородных средах

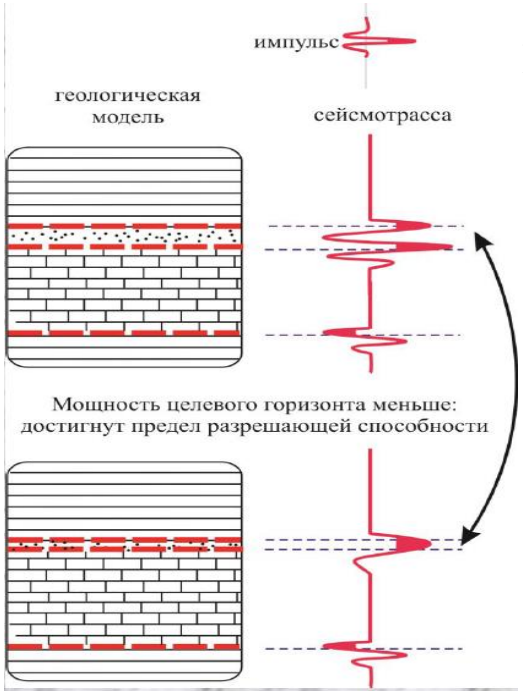
Многослойная среда (проблемный случай)

Тонкие слои - мощности которых δh не превышает четверти длины волны,
т. е. временная мощность **δt** (время пробега волны в слое) не превышает четверти периода колебаний:

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

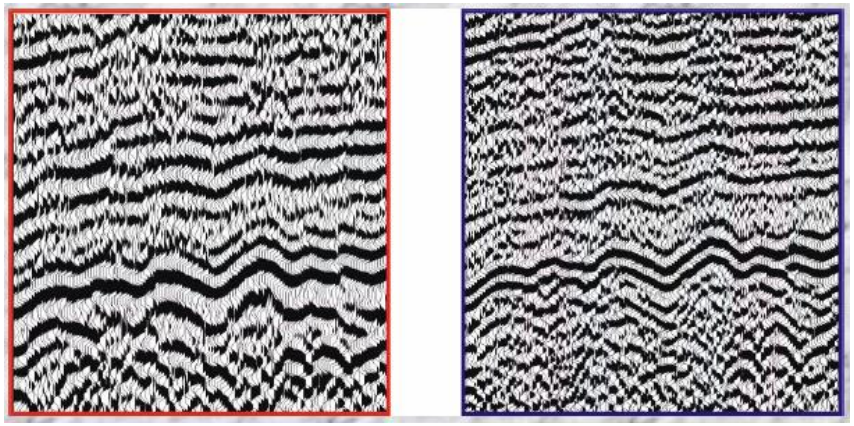
Понятие тонкого слоя является относительным, так что один и тот же слой в зависимости от длины волны может рассматриваться то, как **тонкий** то, как **толстый.**

К понятию вертикальной разрешающей способности –
минимального расстояния по глубине, на котором могут быть различимы две отражающие границы



Вертикальная разрешающая способности оценивается как

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



Сейсмические разрезы с разным вертикальным разрешением

Геологические основы сейсморазведки

Изучение с помощью сейсморазведки земных недр возможно в той степени, в какой слагающие их породы различаются по упругим свойствам.

Для сейсморазведки важнейшим свойством горных пород является скорость распространения в них сейсмических (упругих) волн.

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:

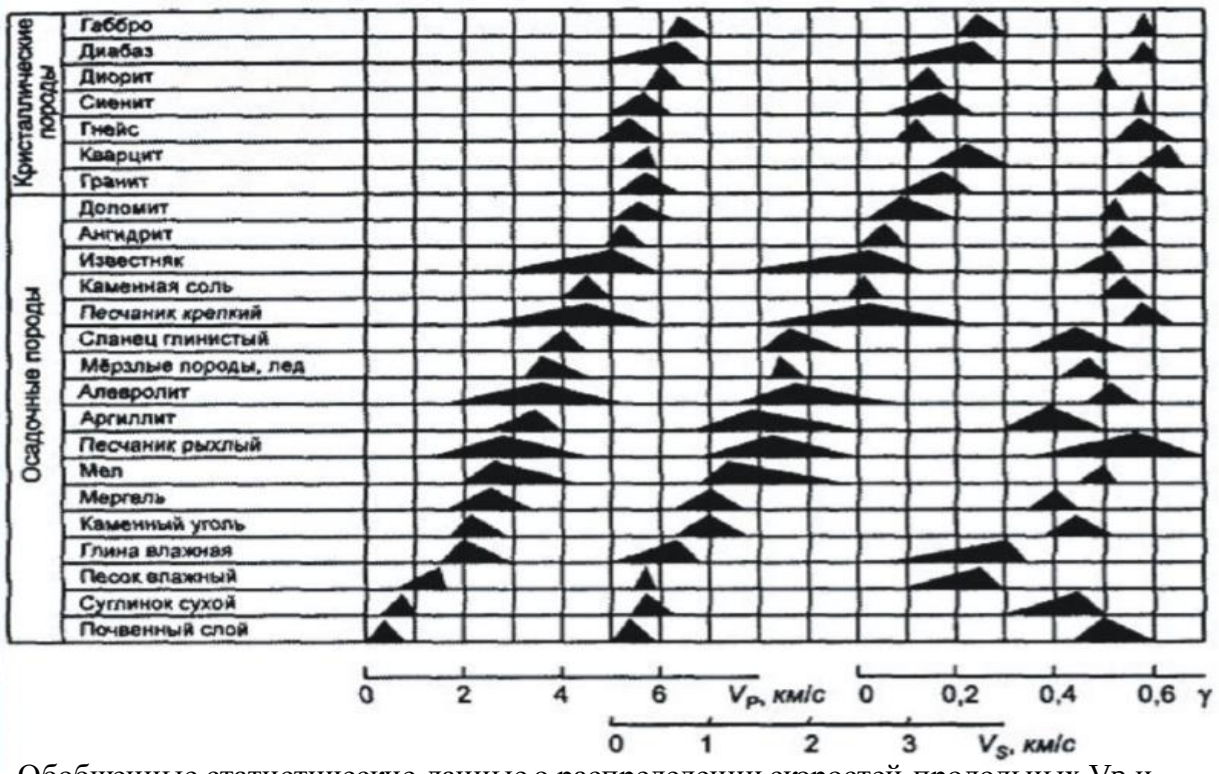
- **литологический состав горных пород в разрезе,**
- **состояние и характер осадконакопления в разрезе,**
- **свойства флюидов, заполняющих поры горных пород.**

Знание скоростей распространения упругих волн необходимо для **определения глубины залегания отражающих и преломляющих границ и углов их наклона**. Дополнительно, соотношения **Vp/Vs** являются в последнее время одним из важных параметров при прогнозе геолого-промысловых параметров: **пористости, проницаемости, характера насыщения, эффективной толщины нефтеперспективных пластов.**

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.

Геологические основы сейсморазведки

Скорости сейсмических волн в зависимости от литологии горных пород



терригенные породы	$0{,}2 < Vs/Vp < 0{,}4$
карбонатные породы	$0{,}4 < Vs/Vp < 0{,}5$
магматические породы	$0{,}5 < Vs/Vp < 0{,}6$

Обобщенные статистические данные о распределении скоростей продольных Vp и поперечных Vs волн и их отношения Vs/Vp для наиболее распространенных горных пород

Первые сотни м/с ~ 4500 м/м ~ 5000 м/с ~ 7000 м/с

терригенные породы

карбонатные породы

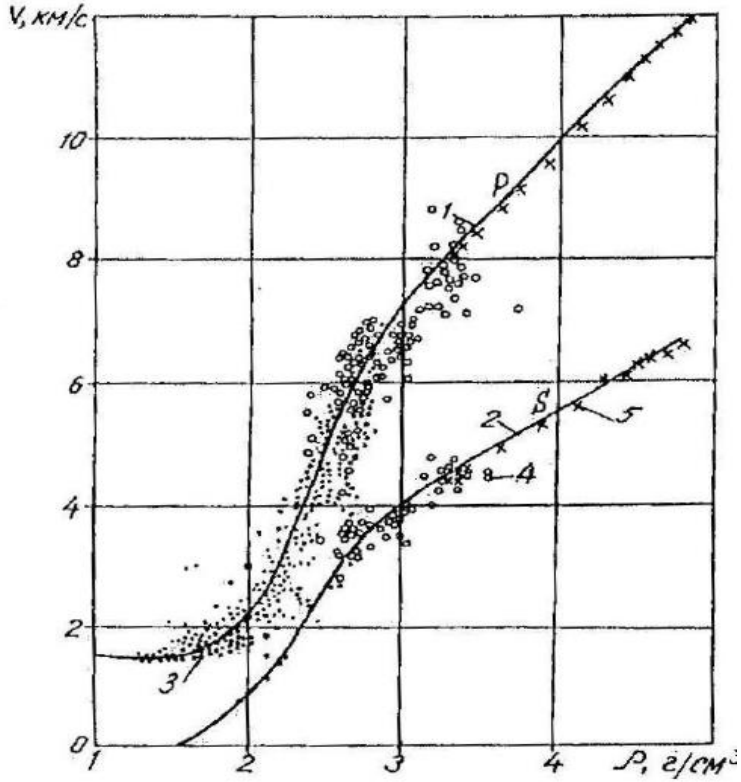
магматические породы

~ 2000 м/с ~ 6000 м/с

Геологические основы сейсморазведки

Скорости сейсмических волн в зависимости от плотности горных пород

Плотность горной породы – отношение ее массы к объему (г/см^3)



Пример экспериментальных зависимостей скоростей распространения Vp (1) и Vs (2) волн от плотности различных типов горных пород: 3 – осадочных, 4 – метаморфических и изверженных; 5 – данных лабораторных измерений

Порода	Плотность (г/см^3)
Нефть	0.8 -1.0
Уголь	1.0-1.7
Вода	1.0
Почва	1.13 – 2.0
Песок	1.4 – 2.0
Глина	2.0 – 2.2
Песчаник	1.8 – 2.8
Известняк	2.3 – 3.0
Соль	2.1 – 2.4
Гранит	2.4 – 2.9
Гнейсы	2.6 – 2.9
Габбро	2.8 – 3.1
Базальт	2.7 – 3.3
Перидотит	2.8 – 3.4
Медный колчедан	4.1 – 4.3
Магнетит, гематит	4.9 – 5.2
Плотность верхних частей земной коры (средняя)	2.67
Средняя плотность Земли	5.52
Плотность ядра Земли	12.0

Значения плотности различных типов горных пород. В красной рамке – осадочные породы, в синей - кристаллические

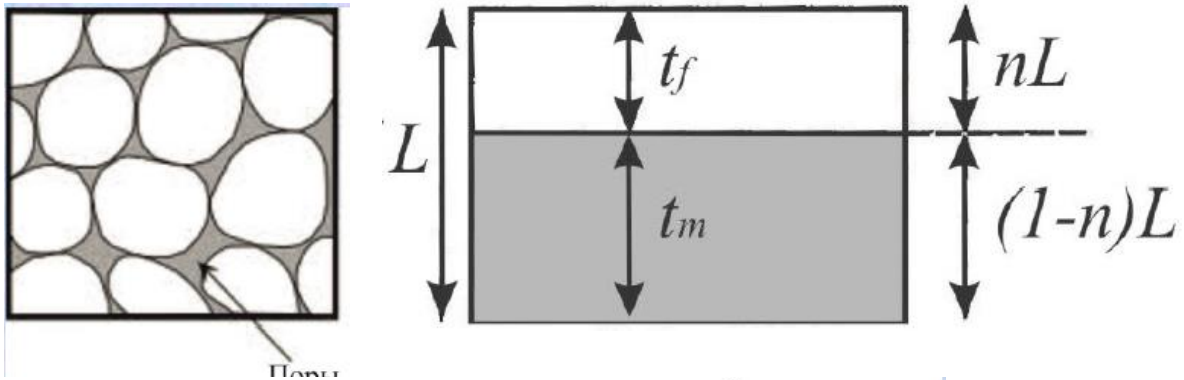
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

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

Геологические основы сейсморазведки

Скорости сейсмических волн в зависимости от пористости и порового флюида

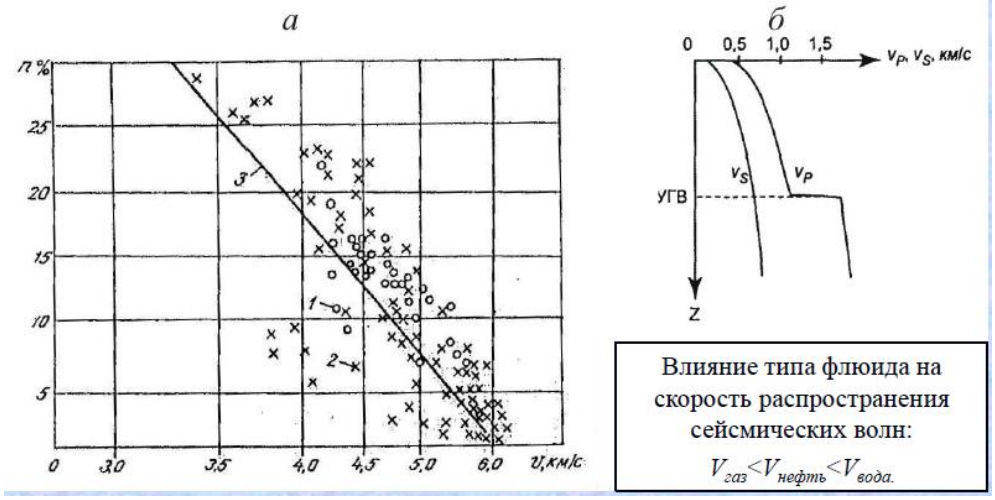
Пористость горной породы – отношение объема всех пор к общему объему породы (в долях единицы или %)



Формула общей плотности горной породы:

$$\rho=n\rho_f+(1-n)\rho_m,$$

где ρ_f – плотность флюида, ρ_m - плотность минерального скелета, n – пористость горной породы.



Зависимость скорости Vp от пористости (**а**) для песчаников (1), известняков (2). 3 – зависимость на основе уравнения среднего времени. **б** – влияние флюида

Уравнение среднего времени:

$$\frac{1}{V_p}=\frac{n}{V_f}+\frac{1-n}{V_m}$$

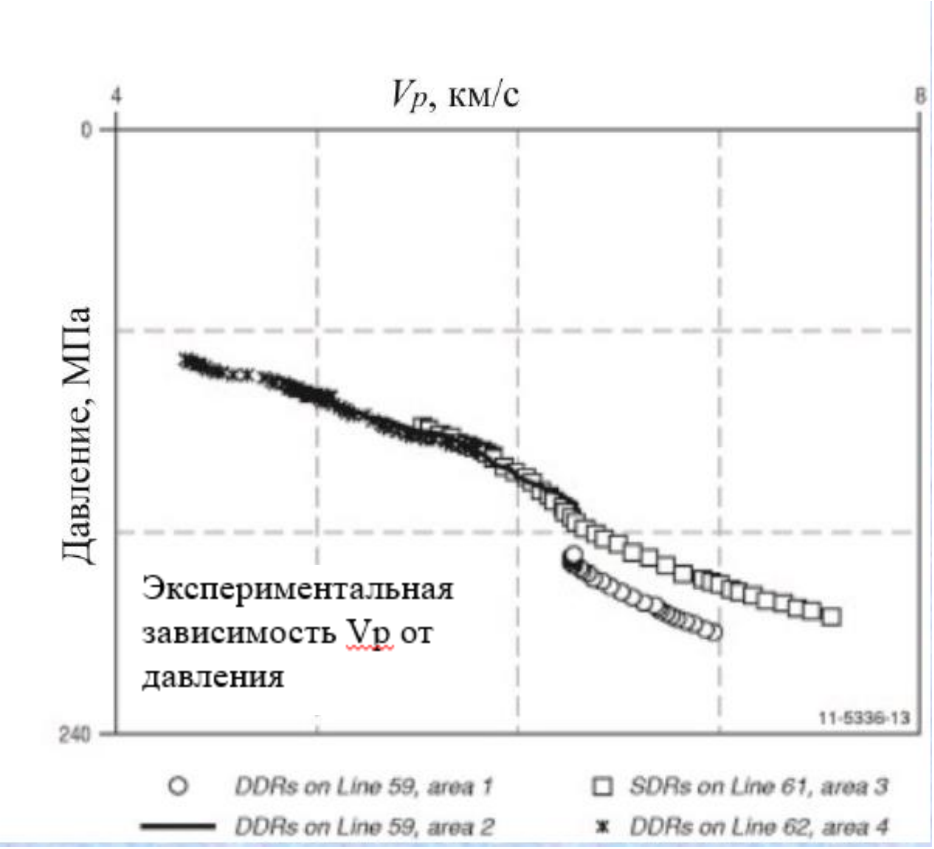
Здесь n – пористость горной породы, Vp –скорость Р-волны в среде, Vm – скорость Р-волны в скелете, Vf – скорость Р-волны во флюиде.

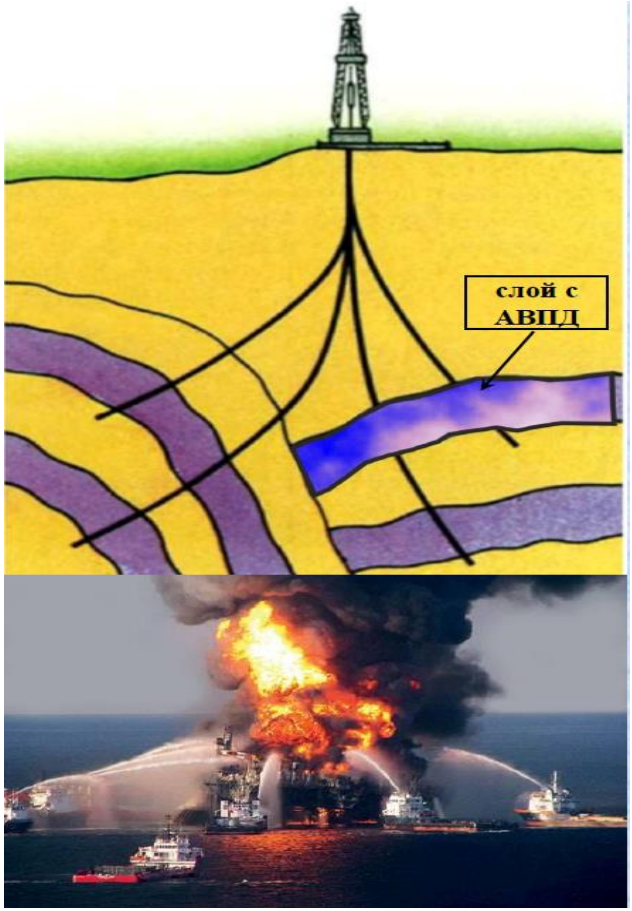
ПРИМЕР.
Водонасыщенный песчаник
n=0,2, Vкварц=5200 м/с, Vвода=1500 м/с,
Vпесч~3480 м/с.

Геологические основы сейсморазведки

Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость сейсмических волн

Увеличение давления приводит к уменьшению пористости горной породы и увеличению ее общей плотности, что, в свою очередь, приводит к увеличению скорости сейсмических волн



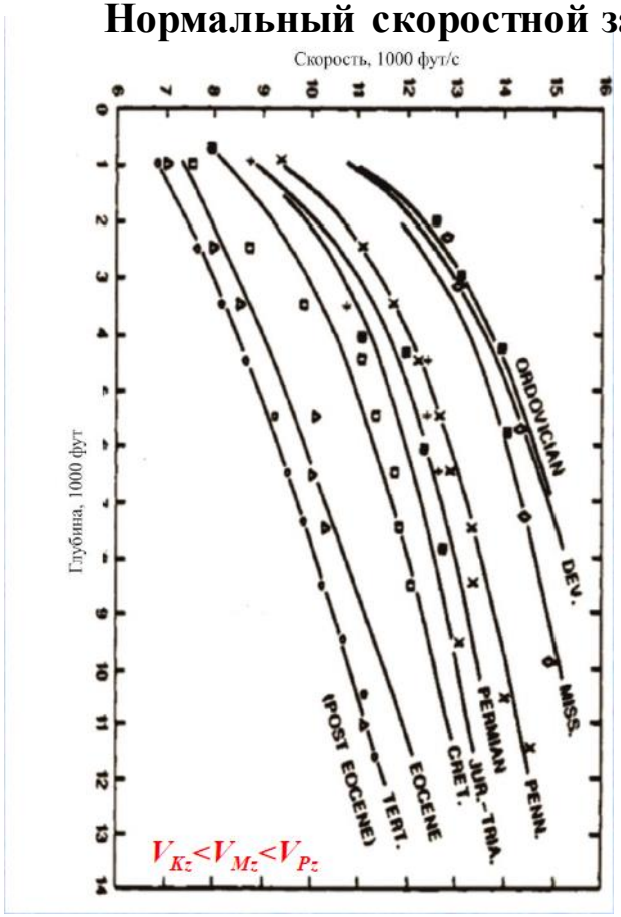


Ситуация с аномально высоким давлением в пласте по сравнению с нормальным гидростатическим давлением

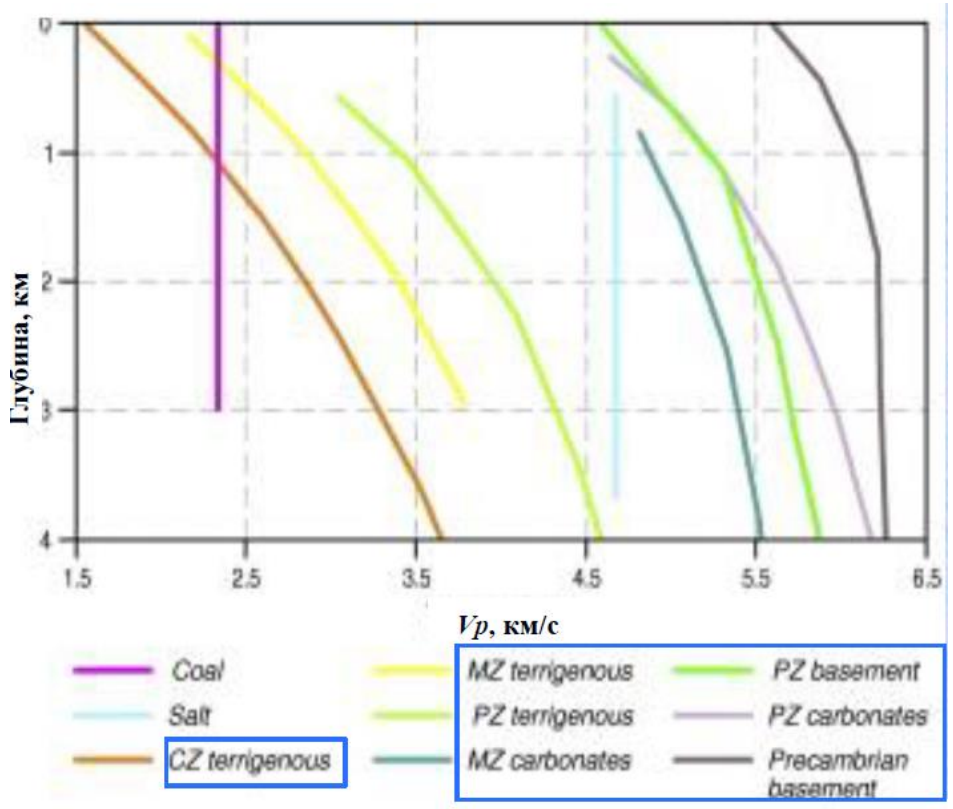
Геологические основы сейсморазведки

Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость сейсмических волн

Нормальный скоростной закон – увеличение скорости сейсмических волн с глубиной



Зависимости скорости Vp в земной коре от возраста горных пород

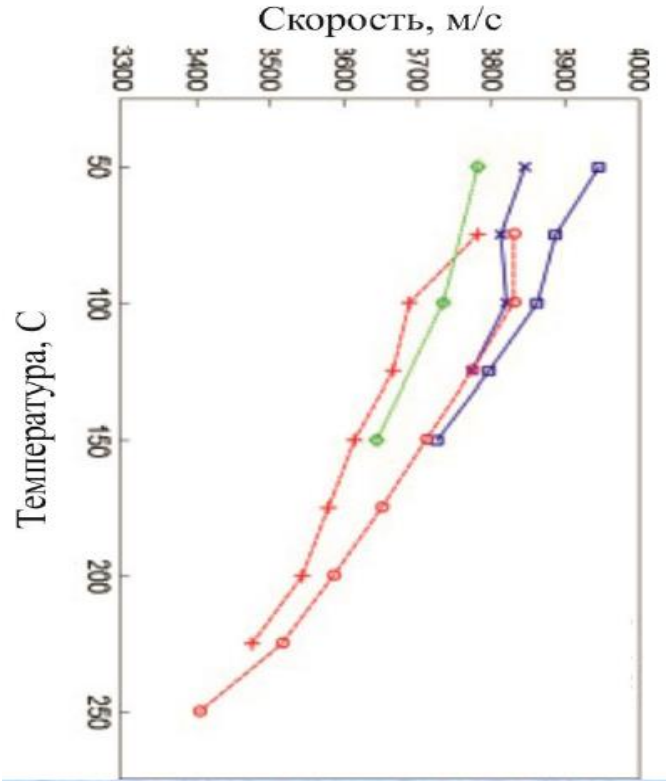


Зависимости скорости Vp в земной коре от глубины

Геологические основы сейсморазведки

Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость сейсмических волн

Повышение температуры приводит к **незначительному уменьшению** скорости сейсмических волн: увеличение температуры на 100 градусов уменьшает скорость всего на 1-2%



Экспериментальные зависимости скорости Vp в земной коре от температуры

Уменьшение температуры – замораживание пород приводит к **заметному** увеличению скорости сейсмических волн за счет перехода жидкой воды, содержащейся в порах, в лед

Порода	V_P, км/с	V_S, км/с	σ, г/см³
Сухие пески, суглинки, галька, гравий, щебень	0.2 - 0.8	0.1 – 0.4	1.2 – 1.7
Те же породы, насыщенные водой	1.3 – 1.8	0.1 – 0.5	1.6 – 2.0
Те же породы в мерзлом состоянии	3.2 – 4.0	1.6 – 2.1	0.9 – 1.6

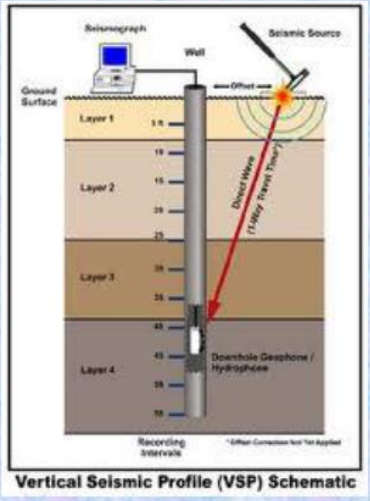
Экспериментальные значения скоростей продольных и поперечных волн и плотности некоторых пород в сухом, водонасыщенном и мерзлом состояниях

Геологические основы сейсморазведки

Способы определения скоростей сейсмических волн

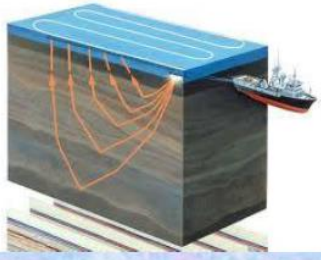
измерения скорости распространения сейсмических волн

измерения в скважинах, горных выработках, шахтах	наземные и морские измерения	измерения на образцах	стохастические методы определения скорости

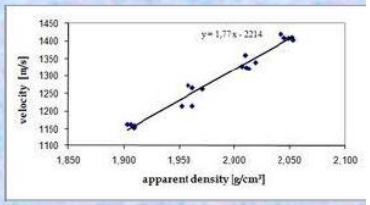


Vertical Seismic Profile (VSP) Schematic







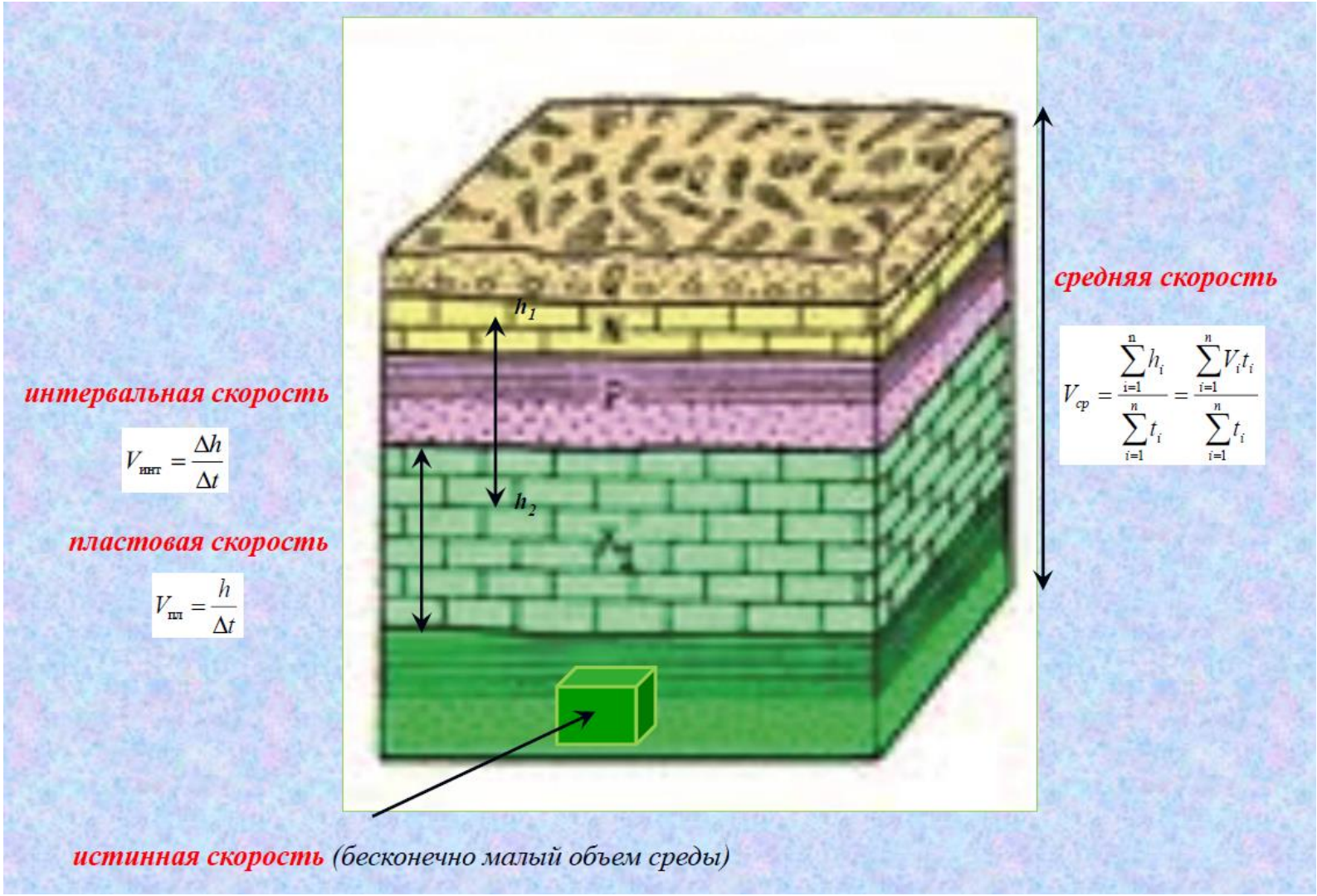


ТОЧНОСТЬ

СТОИМОСТЬ

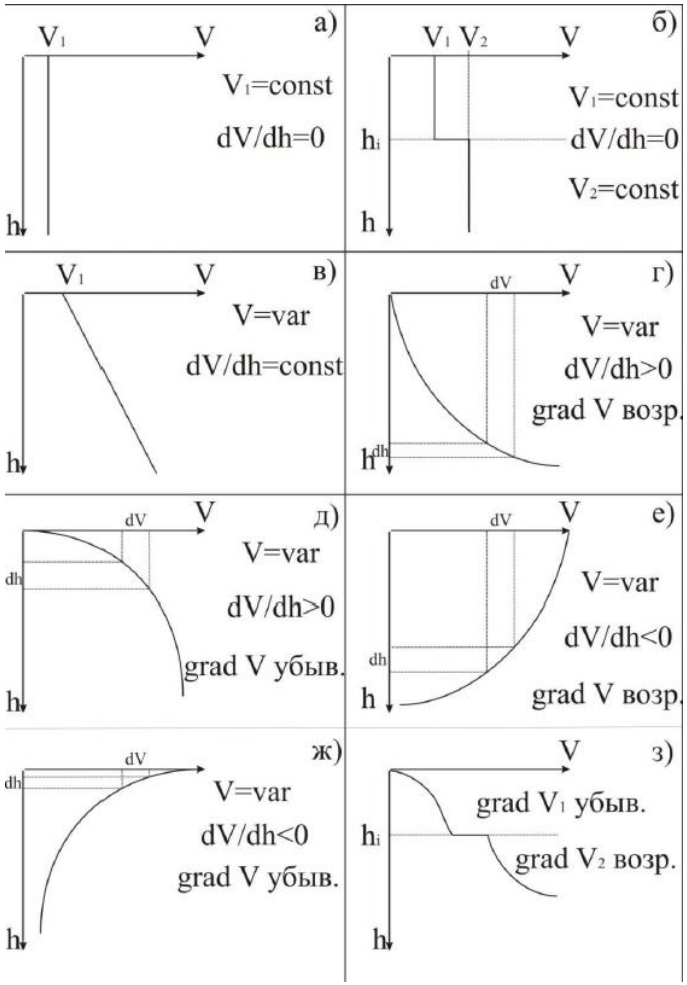
Геологические основы сейсморазведки

К типам скоростей, используемых в сейсморазведке



Геологические основы сейсморазведки

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.**

Геологические основы сейсморазведки

Модели геологических сред

Однородной называется среда, в каждой точке которой все сейсмические характеристики одинаковы.

Слоисто-однородной среда представляется в тех случаях, когда она состоит из серии однородных слоев различной мощности. Скорости $\mathbf{V_p}$ и $\mathbf{V_s}$ 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.

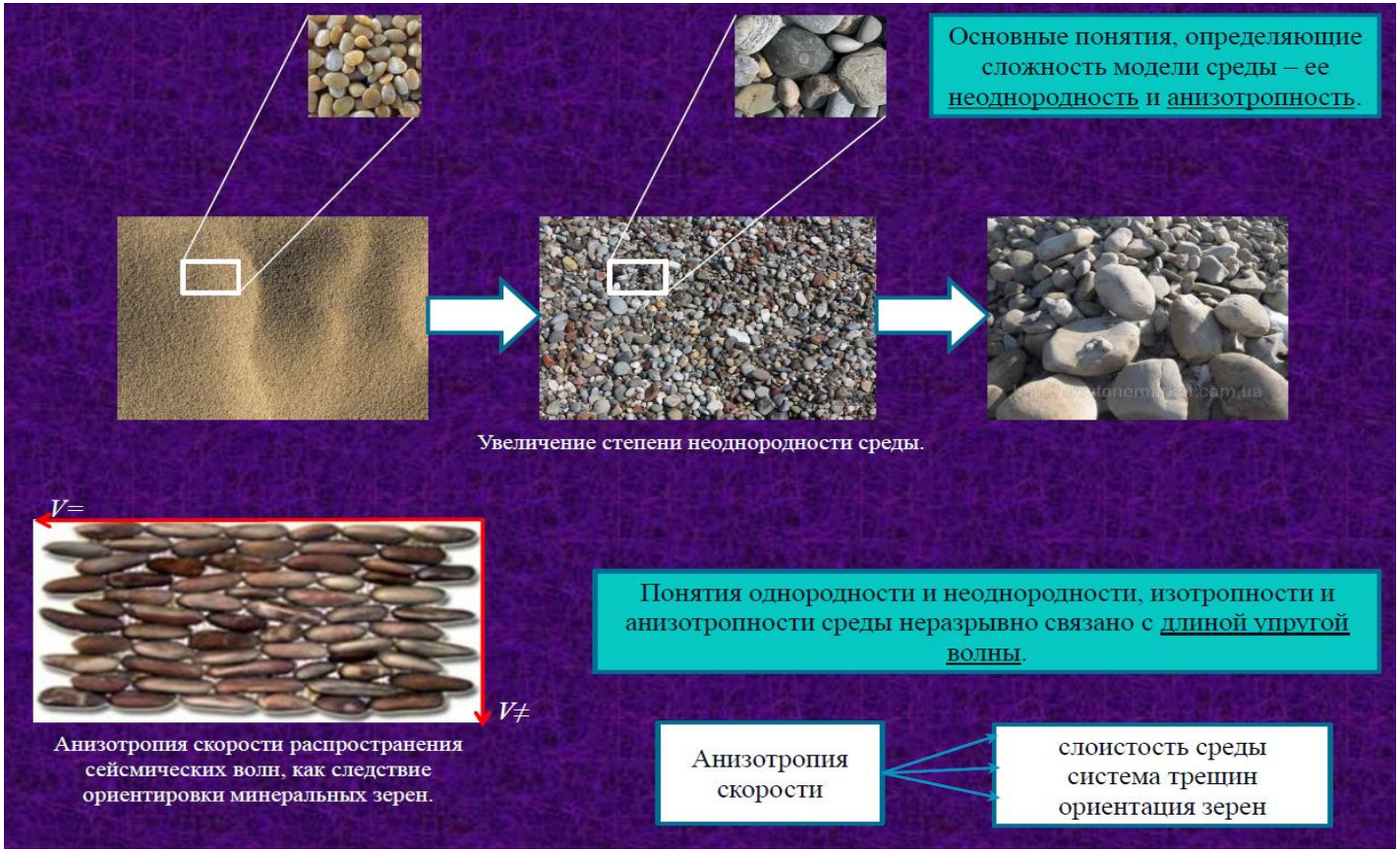
Геологические основы сейсморазведки

Модели геологических сред

Анизотропная среда – физические свойства которой зависят от направления.

Анизотропная среда называется **однородной**, если зависимость ее свойств от направления в различных точках одинакова.

Изотропная среда –физические свойства которой не зависят от направления. Среда может быть **изотропной** в отношении каких-либо одних физических свойств и **анизотропной** в отношении других.



Геологические основы сейсморазведки

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 толщу** 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**.

Геологические основы сейсморазведки

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:

$$V_{ср} = \frac{\sum_{k=1}^{n} h_k}{\sum_{k=1}^{n} \frac{h_k}{V_k}} = \frac{H}{t_в}$$

h_k и **V_k** мощность и скорость в слоях; **H** - суммарная мощность всех слоев; **$t_в$** - 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 - Vср =			818,18

Интегральные характеристики сейсмических сред

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

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

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:**

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

Геологические основы сейсморазведки

Интегральные характеристики сейсмических сред

Второй интересной интегральной характеристикой сейсмической модели среды является **лучевая скорость**. Величину лучевой скорости $\mathbf{V_л}$ 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:

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

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 $\mathbf{V_{эф}}$.** Под этой характеристикой понимается величина скорости в среде, покрывающей плоскую сейсмическую границу, которая находится по годографу отраженной от границы волны, в предположении **однородности** среды.

Эффективная скорость однозначно связана с распределением пластовой скорости в модели среды.

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

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

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

Геологические основы сейсморазведки

Сейсмогеологические условия

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

Они могут быть как благоприятными, так и неблагоприятными.

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

1. Мощность и изменчивость **ЗМС (зона малых скоростей)** - 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** (нет поперечных)**.**

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

Геологические основы сейсморазведки

Сейсмогеологические условия

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 сейсморазведки, чем пологие границы**.

Характер скоростного разреза - **высокоскоростные разрезы менее благоприятны, чем низкоскоростные** 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 сейсморазведки она успешно решает разнообразные геологические задачи во многих районах, где прежде ее возможности были серьезно ограничены неблагоприятными сейсмогеологическими условиями.

Кинематика сейсмических волн. **Поле времен**

Если в некоторой области среды **W** распространяется упругая волна, то в каждой ее (.) **M(x`, y`, z`)** можно определить время прихода фронта (или некоторой фазовой поверхности) волны:

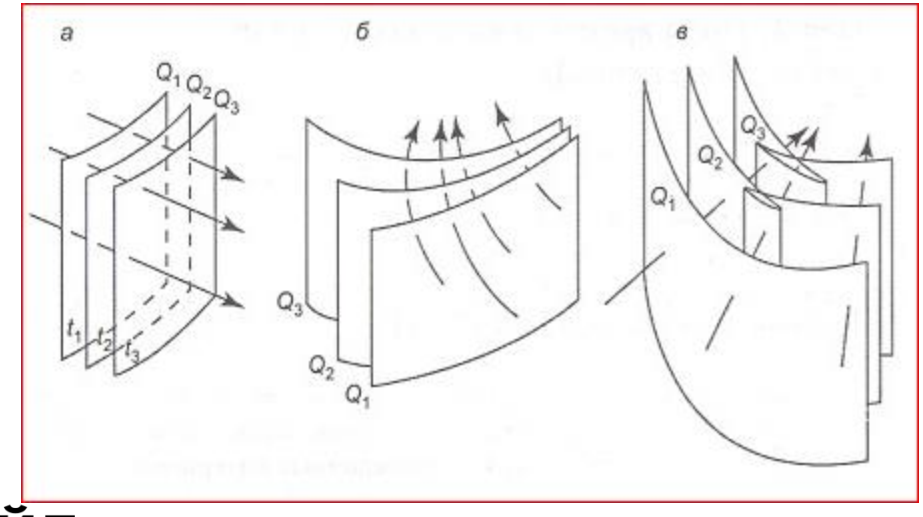
t = t (x`, y`, z`) – поле времен (*при фиксированном положении источника*).

Как любое скалярное **поле времен** можно характеризовать ее **уровенными поверхностями**, называемыми **изохронами**:

t (x`, y`, z`) = t_i.

Изохрона – поверхность, с которой в момент времени t_i совпадает фронт волны.

Рассматривая положение изохрон Q_1, Q_2,…, Q_m для последовательности времен t_1,t_2,…, t_m можно установить характер распространения волны в среде



Изохроны и лучи: *а* – в однородной среде, *б* – в неоднородной, *в* – пересекающиеся изохроны и лучи.

Лучи – линии, ортогональные к уровенным поверхностям и совпадающие с градиентом поля.

Кинематика сейсмических волн. **Поле времен**

В общем случае поле времен зависит как от положения (.) наблюдения **M(x`, y`, z`)**, так и от координат точки возбуждения волны O(x``, y``, x``):

t = t (x`, y`, z`, x``, y``, z``) – обобщенное поле времен (временное поле).

Частный случай **t = t (x`, z`, x``, z``) – двумерное поле времен** (в вертикальной плоскости)

Обязательно равенство

t (x`, y`, z`, x``, y``, z``) = t (x``, y``, z``, x`, y`, z`) – принцип взаимности.

Распределение времен прихода **t = t (x`, y`, z`)** определяется

(1) уравнением поля времен (уравнением эйконала):

$$grad^2 t = \left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x,y,z)}$$

(для расчета конкретного поля необходимо задавать положение источника и начальные условия),

либо **(2)** заданием граничных условий на некоторой поверхности **z` = z` (x`, y`)** с известным распределением времени **t = t [(x`, y`, z` (x`, y`)]** и решением вариационной задачи минимизации луча между произвольными (..) *A* и *C*

$$t = \int_{AC} \frac{ds}{v(x', y', z')}$$

ds – элемент пути вдоль луча,
v – скорость распространения волны.

Кинематика сейсмических волн. **Годографы сейсмических волн**

В сейсмической практике вместо понятия **поля времен** используется понятие **годограф сейсмической волны**:

*Зависимость времени прихода волны от расположения источников (ПВ) и приемников (ПП) называют **линейным** (расположение ПП **вдоль линии/профиля**) или **пространственным** (расположение ПП **на поверхности**) **годографом волны**.*

Размещение ПВ и ПП характеризуется двумя пространственными элементами годографа – *дистанцией (удалением)* и *точкой*.

Дистанция - *удаление* ПП от ПВ. Если ПВ, ПП на одной линии (*продольный годограф*) – скалярная величина (l), в площадном случае – вектор $\vec{l}$.

Дистанция определяет расположение ПП относительно ПВ, а их абсолютное положение в пространстве устанавливается заданием координат (.) *О. Эта (.) принадлежит дистанции и является либо ее началом, где находится ПВ, либо ее концом, где находится ПП, либо ее центром, на середине дистанции*.

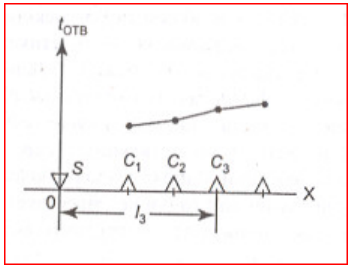
Задание (.)О и дистанции l или $\vec{l}$ однозначно определяет линейный $\mathbf{t_L}$ или поверхностный $\mathbf{t_G}$ годограф:

$$\mathbf{t_L = t_L\,(O,\,l)}, \quad \mathbf{t_G = t_G\,(O,\,\vec{l}\,)}$$

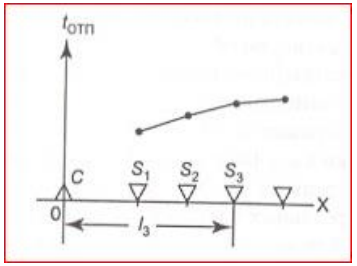
Кинематика сейсмических волн. **Годографы сейсмических волн**

Преимущественное применение получили годографы с фиксированной общей точкой:
Линейные годографы

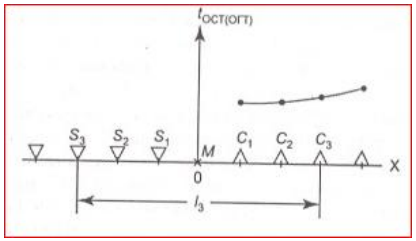
Годограф общей точки возбуждения (ОТВ, ОПВ)



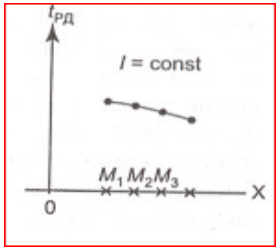
Годограф общей точки приема (ОТП, ОПП)



Годограф общей средней точки (ОСТ) или
годограф общей глубинной точки (ОГТ)
общая точка М – середина всех дистанций



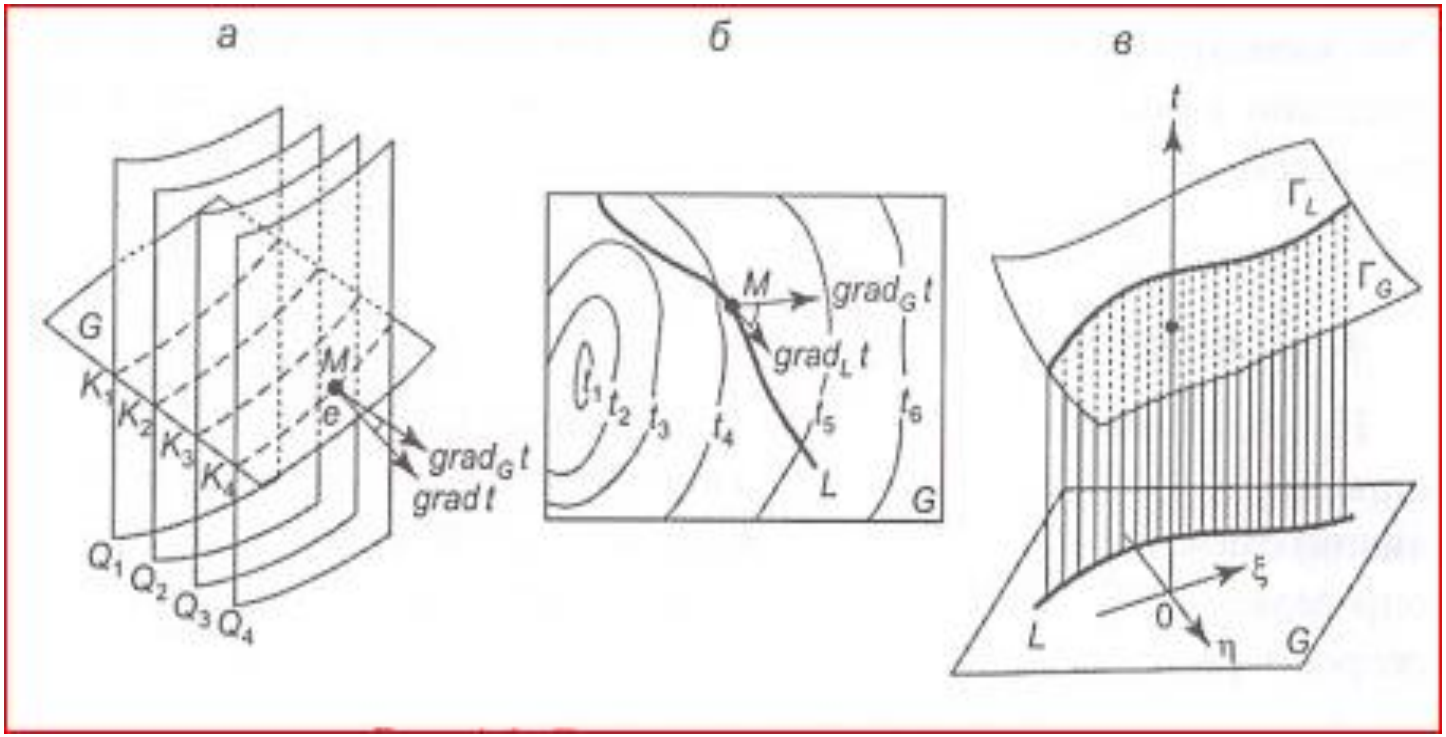
Годографы с фиксированной величиной дистанции:
годограф равных удалений



▽ – ПВ △ – ПП × – СТ

Кинематика сейсмических волн. **Годографы сейсмических волн**

Поверхностные годографы, способы изображения

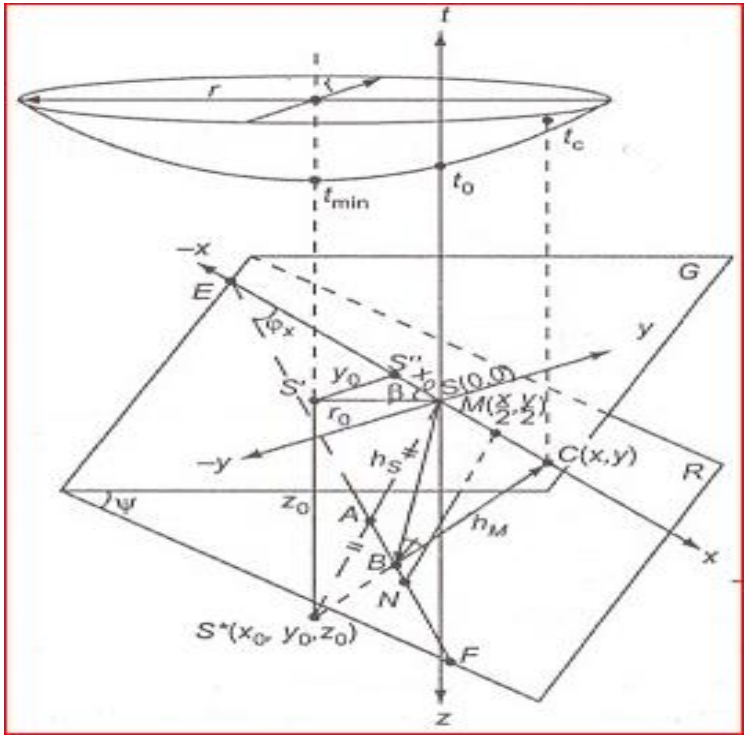


а – формирование поля времен поверхностным годографом;
б – карта изохрон;
в – трехмерное изображение поверхностного $\mathbf{\Gamma_G}$ и линейного $\mathbf{\Gamma_L}$ годографа

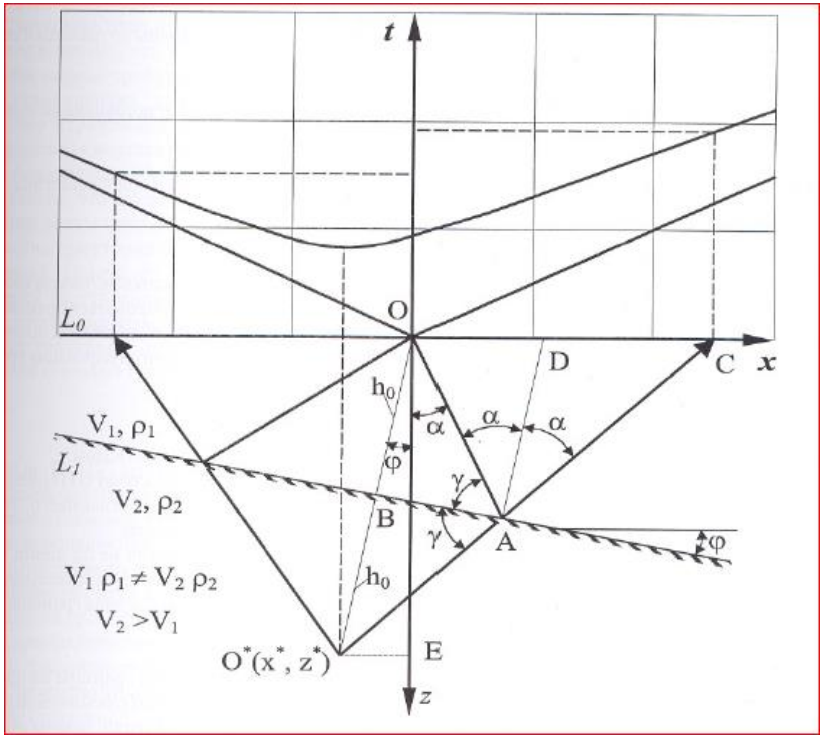
Кинематика сейсмических волн. Годографы сейсмических волн

К выводу уравнений годографов сейсмических волн

Поверхностные годографы. Лучевые схемы



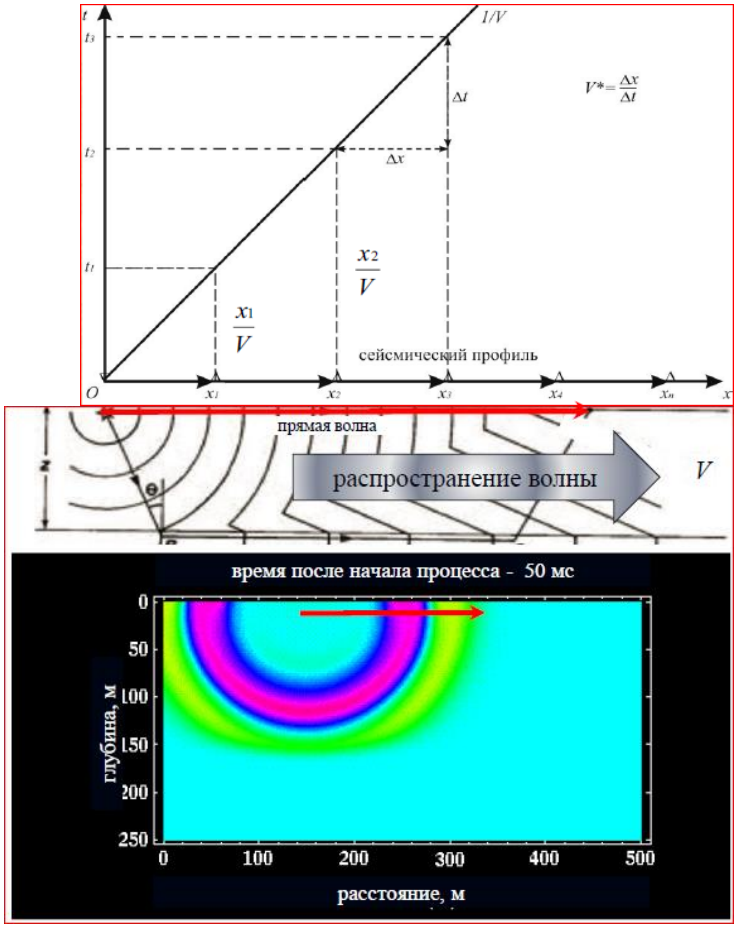
Линейные годографы. Лучевые схемы



Правильно строить поверхностные годографы. Линейный годограф – вертикальное сечение пространственного годографа вдоль линии наблюдений. Т.е. из уравнения поверхностного годографа всегда можно получить уравнение линейного годографа. Обратно, не факт. Но вывод пространственных годографов при графическом отображении очень сложен. Рассматриваем только линейные годографы.

Кинематика сейсмических волн. Годографы сейсмических волн

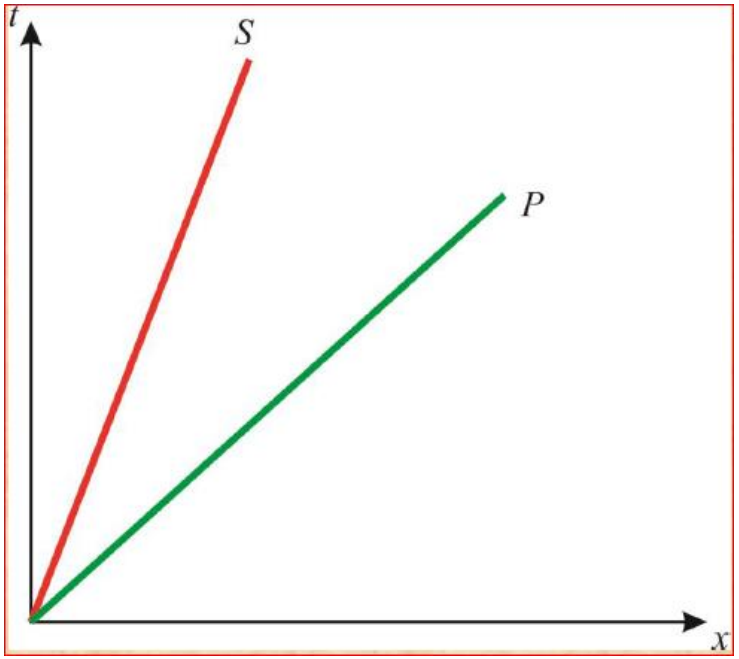
Прямая волна. Годограф ОПВ



Снизу вверх: фронт, лучи и линейный годограф прямой волны

Линейный годограф прямой волны

$$t(x) = \pm\frac{x}{V}$$

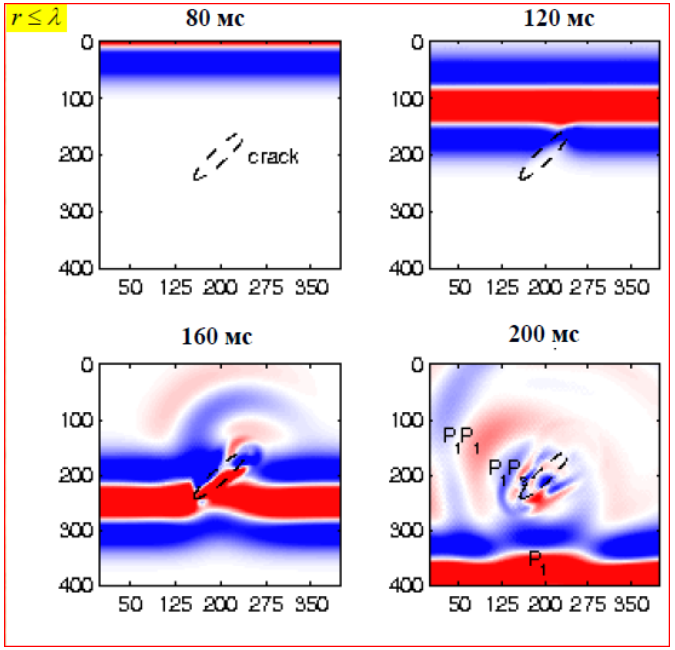


Взаимное расположение годографов прямых P- и S- волн

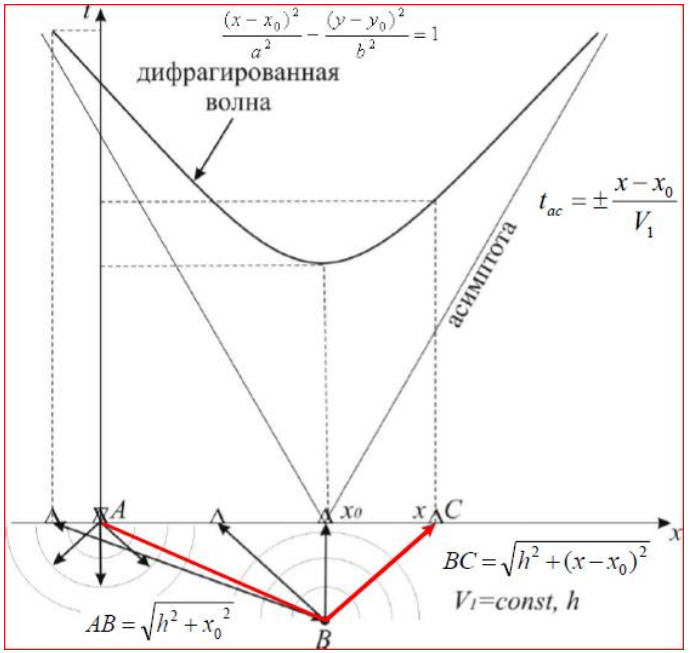
Кинематика сейсмических волн. Годографы сейсмических волн

Дифрагированная волна (волна, рассеянная на локальных неоднородностях).

Линейный годограф ОПВ



Волновое моделирование возникновения дифрагированной волны на локальной неоднородности



Лучевые траектории (стрелками) и линейный годограф дифрагированной волны ОПВ от локального объекта в (.)В.

Линейный годограф дифрагированной волны

$$t(x) = \frac{\sqrt{h^2 + x_0^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{h^2 + (x - x_0)^2}}{V_1}$$

Const

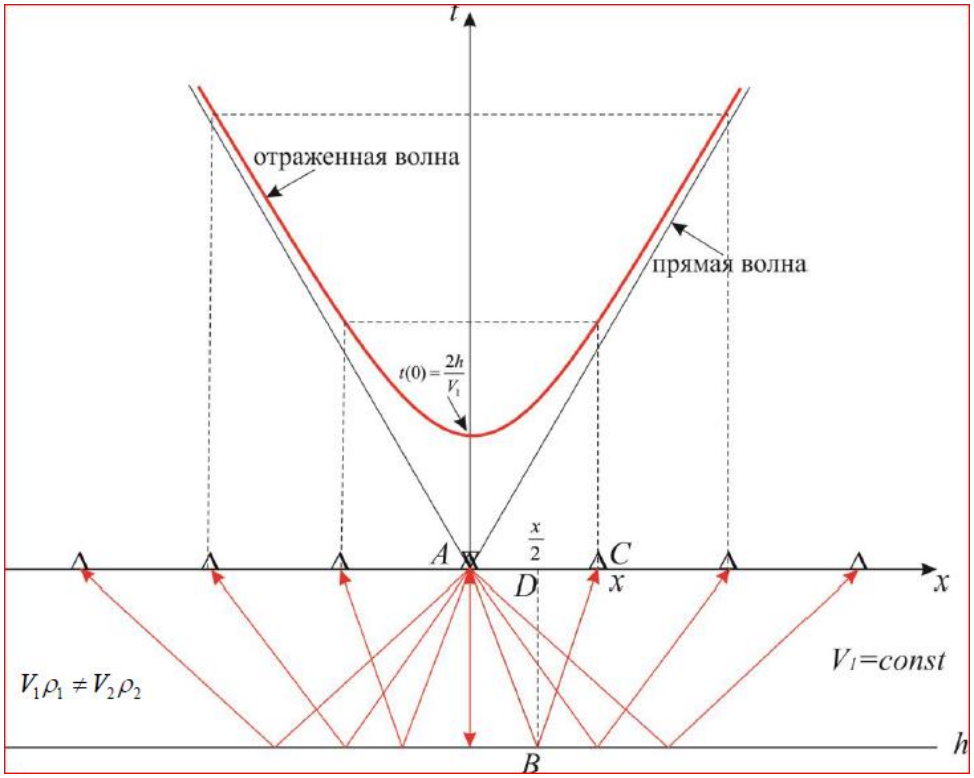
Положение минимума годографа остается неизменным при перемещении ПВ по профилю:

x = x₀

$$t_{\min}(x_0) = \frac{\sqrt{h^2 + x_0^2} + h}{V_1}$$

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Уравнение годографа ОПВ однократной монотипной отраженной волны. Горизонтальная граница



Лучевые траектории и линейный годограф (красные линии)

Уравнение годографа ОПВ отраженной волны

$$t(x)=\frac{1}{V_1}\sqrt{x^2+4h^2}$$

Годограф - гипербола

$x_{min}=0$ - минимум

$t(0)=t_0=\frac{2h}{V_1}$

$t(x)\to\pm\frac{x}{V_1}$ - асимптота

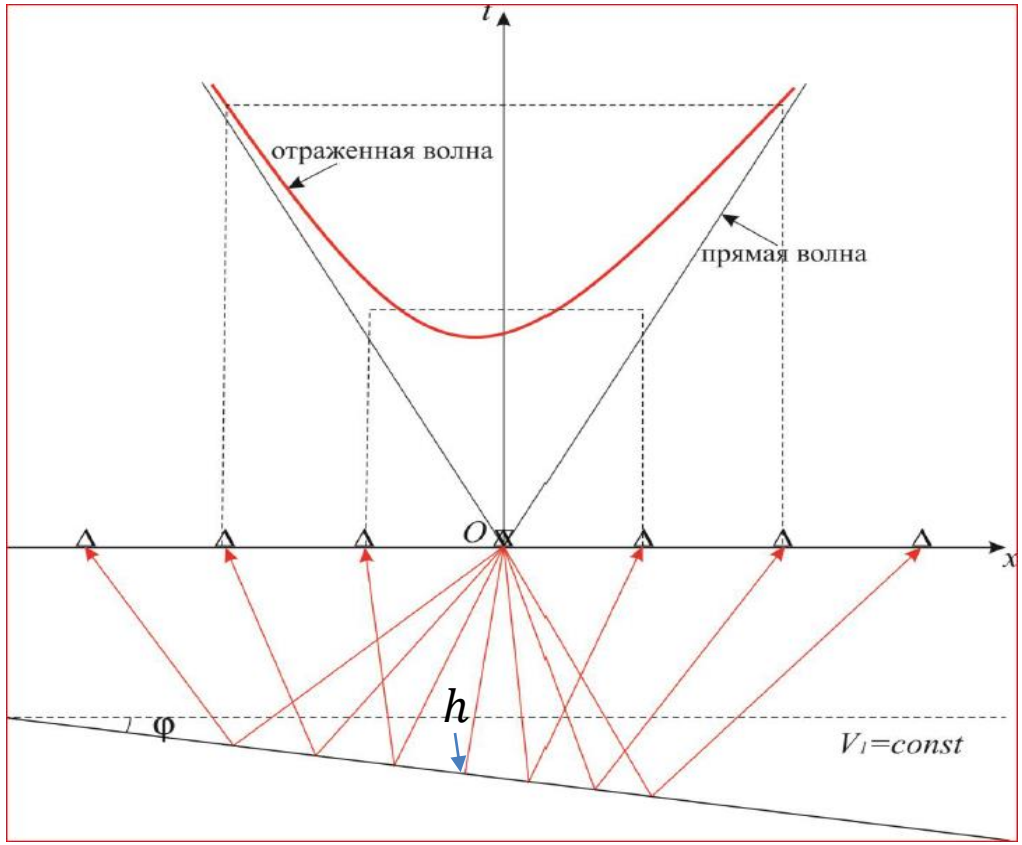
Время прихода отраженной волны в любую точку линии наблюдения всегда больше времени прихода в эту точку прямой волны

Важную роль играет время пробега волны от источника по нормали до границы и обратно (в обозначениях $h_0=h$)

$t(x)_{x=0}=t_0=2h_0/V_1$ ***Тогда уравнение годографа упрощается и имеет вид*** $t(x)=\frac{1}{V_1}\sqrt{x^2+4h_0^2}=\sqrt{t_0^2+\frac{x^2}{V_1^2}}$

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Уравнение годографа ОПВ однократной монотипной отраженной волны. Наклонная граница



Лучевые траектории и линейный годограф (красные линии);
***h* –глубина от источника по нормали к границе**

Уравнение годографа отраженной волны

$$t(x) = \frac{1}{V_1}\sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx\sin\phi}$$

Годограф - гипербола

$$x_{\min} = -2h\sin\phi$$

- минимум

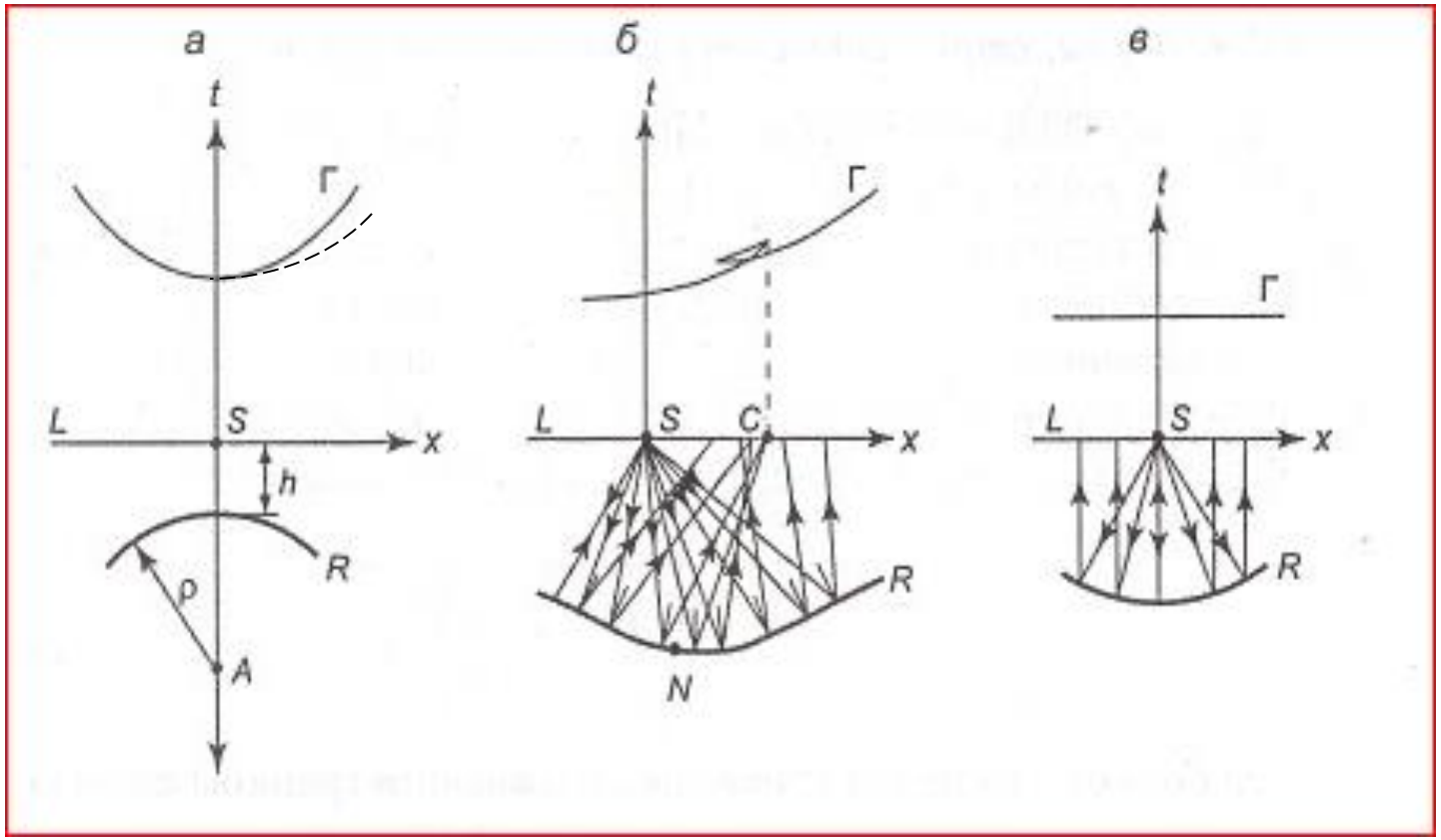
$$t_{\min} = \frac{2h}{V_1}\cos\phi$$

Асимптота – не меняется

Минимум годографа в случае наклонной границы смещается в сторону ее восстания

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Усложнение годографов ОПВ однократной монотипной отраженной волны от криволинейных границ

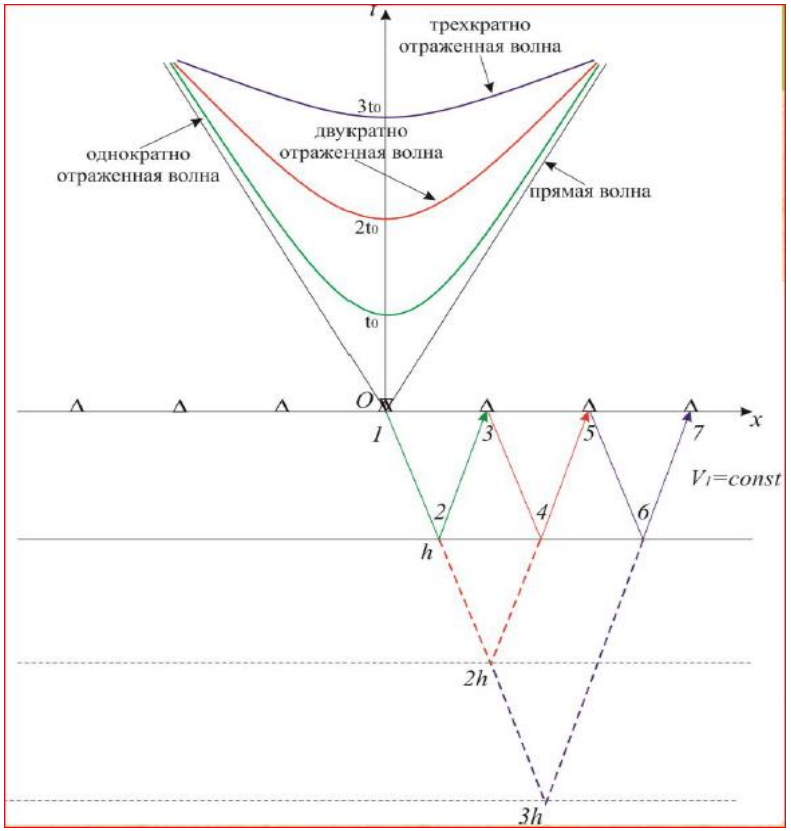


а – выпуклая граница (*пунктир* – годограф от горизонтальной границы глубиной *h*;
б – вогнутая граница, образующая петлю годографа; **в** – параболическая граница

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОПВ кратных отраженных волн. Горизонтальная граница

Кратные отраженные волны – отраженные волны, претерпевшие несколько актов отражения от границы раздела



Лучевая схема и линейные годографы

Уравнение годографа кратной отраженной волны

$$t_n(x) = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + (2hn)^2} = \sqrt{\frac{x^2}{V_1^2} + t_{0n}^2}$$

t_{0n} – время пробега кратной волны по нормали к границе

$$t_{ac}(x) = \pm\frac{x}{V_1} \qquad t_{0n} = \frac{2hn}{V_1}$$

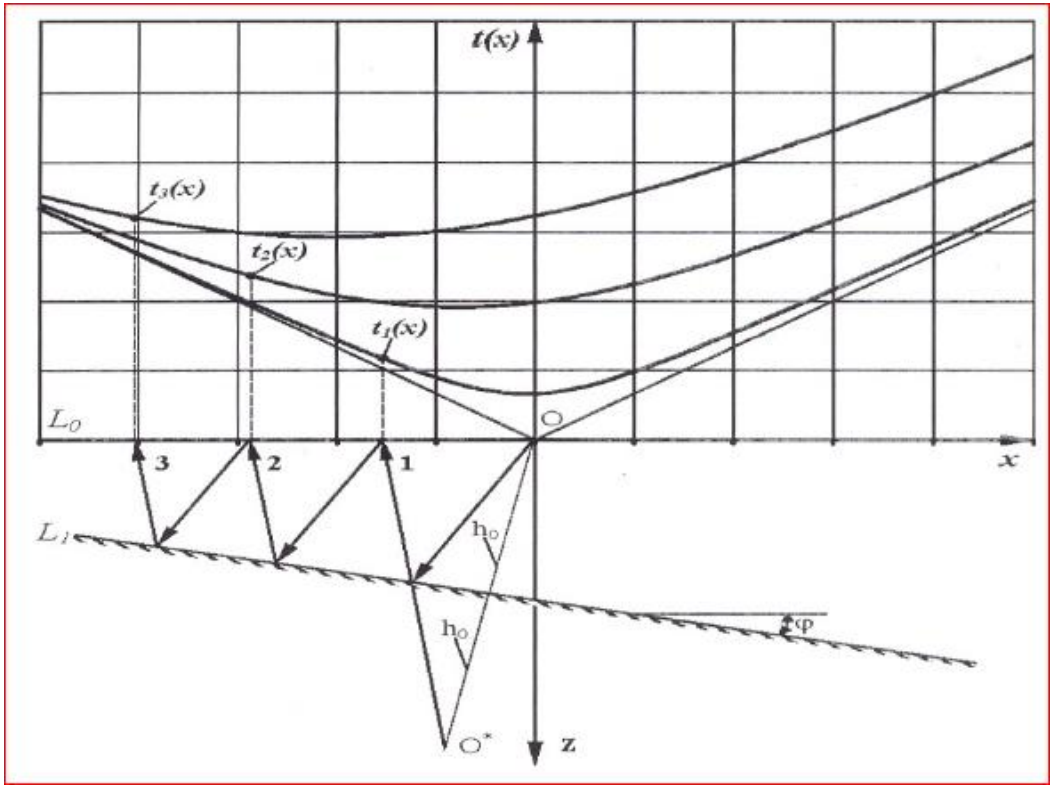
Максимальная кривизна годографа кратной волны всегда меньше кривизны однократной волны.

Асимптоты – одни и те же.

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОПВ кратных отраженных волн. Наклонная граница

Все посложнее:



Лучевая схема и линейные годографы

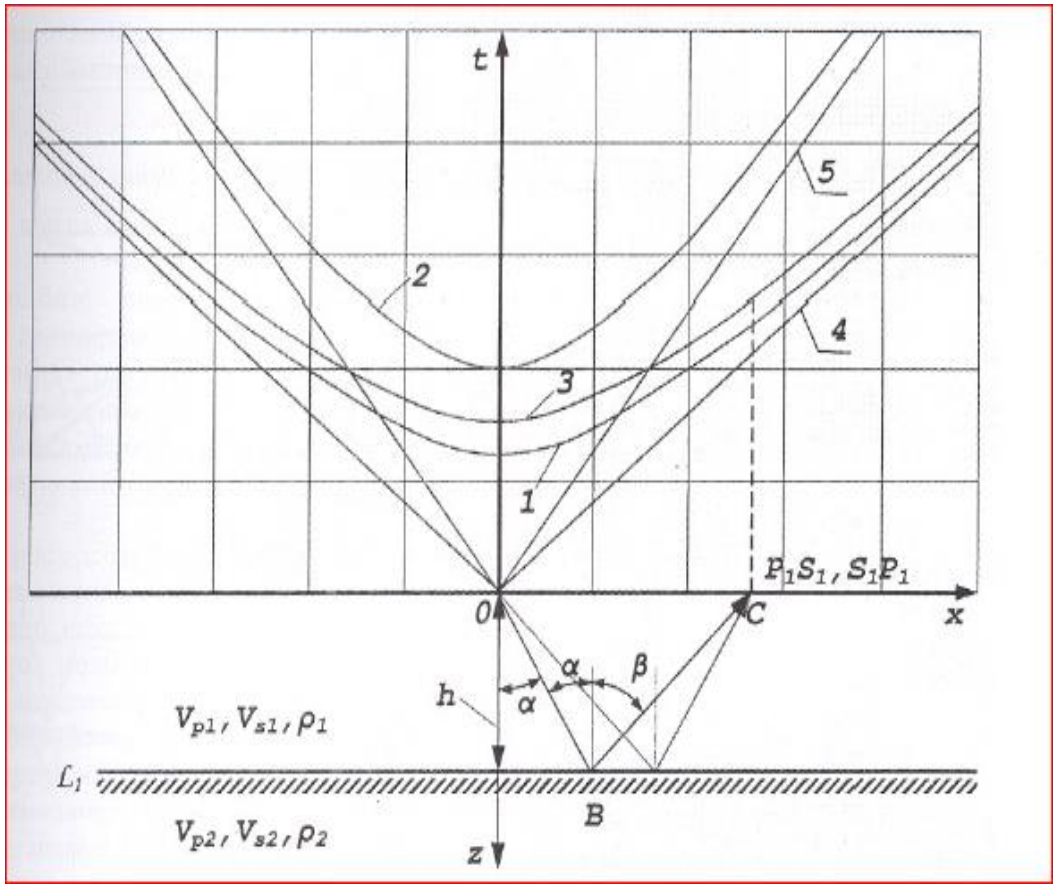
Главное отличие: удаление минимума годографов кратных волн от источника в сторону восстания границы.

Асимптоты – одни и те же.

Кратные волны – волны-помехи. Знание кинематических и других особенностей кратных волн необходимо для стратегии борьбы с ними

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОПВ обменных отраженных волн. Горизонтальная граница



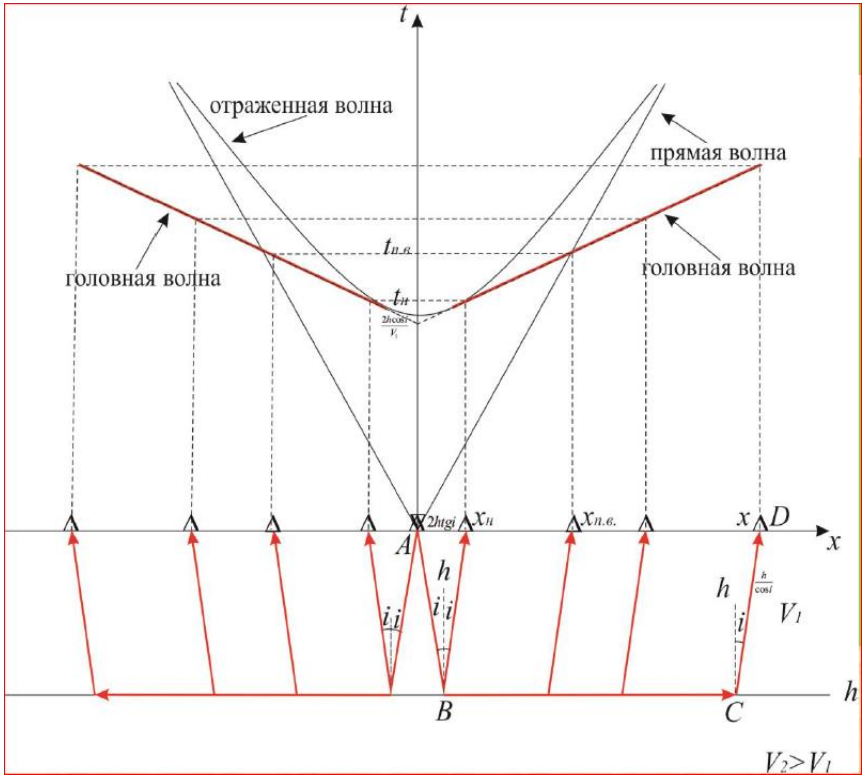
Годографы P_1S_1, S_1P_1 волн имеют большую кривизну, чем годограф монотипной волны P_1P_1

Годографы S_1P_1, P_1S_1 волн <u>в минимуме</u> имеют меньшую кривизну, чем годограф монотипной поперечной волны S_1S_1

Сравнительный вид годографов монотипных и обменных волн типа: *1 – P_1P_1; 2 – S_1S_1; 3 – S_1P_1, P_1S_1.* Асимптоты годографов: *4 – P_1P_1, P_1S_1, S_1P_1; 5 – S_1S_1*

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОПВ головных монотипных волн. Горизонтальная граница



Лучевая схема и линейный годограф головной волны

В начальных точках $x_н$, $t_н$ годограф головной волны касается гиперболического годографа отраженной волны

Уравнение годографа головной волны

$$t(x)=\frac{2h\cos i}{V_1}+\frac{x\sin i}{V_1}$$

Годограф – прямые линии с угловым коэффициентом

$$\frac{\sin i}{V_1}=\frac{1}{V_2}$$

и «поднятыми» по оси t на величину

$$t(0)=t'_0=\frac{2h\cos i}{V_1}$$

Кажущаяся скорость головной волны $\boldsymbol{V_k=V_2=V_1/\sin i}$ *(наз.* ***граничной скоростью****) определяет наклон ее годографа: чем больше скорость, тем больше годограф головной волны «прижимается» к оси x*

Особые точки годографа головной волны:

$$x_н=2htgi$$

$$x_{п.в.}=\frac{2h\cos i}{1-\sin i}$$

$$t_н=\frac{2h}{V_1\cos i}$$

$$t_{п.в.}=\frac{2h\cos i}{V_1(1-\sin i)}$$

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

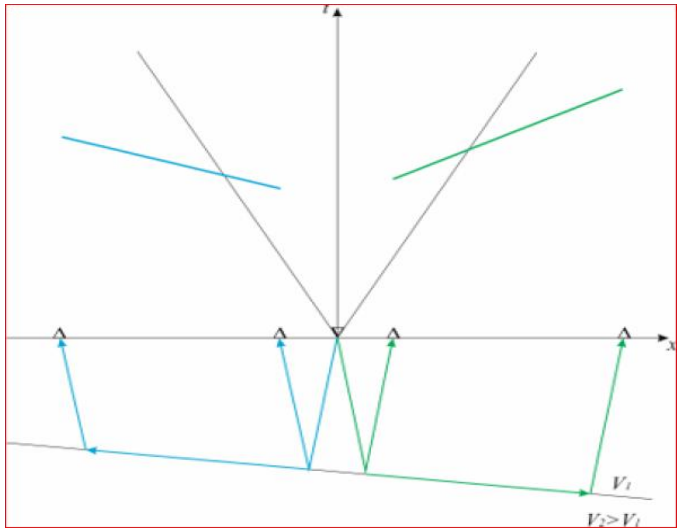
Годографы ОПВ головных монотипных волн. Наклонная граница

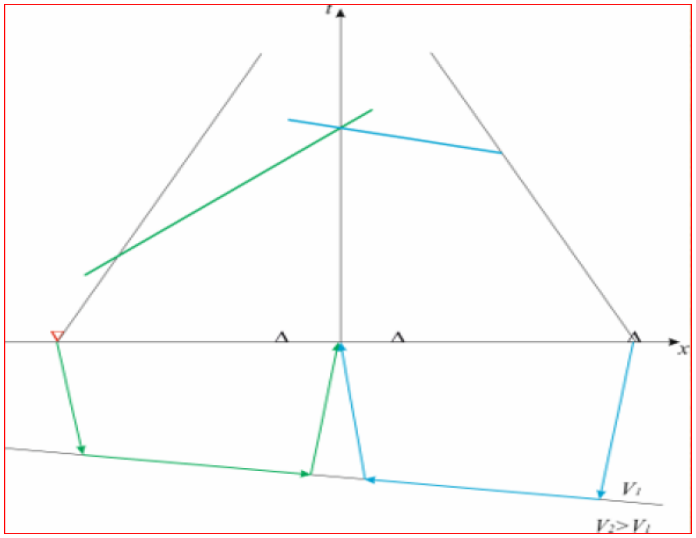
Уравнение годографа головной волны

$$t(x) = \frac{2h\cos i}{V_1} + \frac{x\sin(i \pm \varphi)}{V_1}$$

Знак «+» – в случае падения границы в сторону от ПВ к ПП; знак «-» - при падении границы в сторону от ПП к ПВ

Кажущаяся скорость головной волны
$\boldsymbol{V_k = V_1 / Sin\,(i \mp \varphi)}$

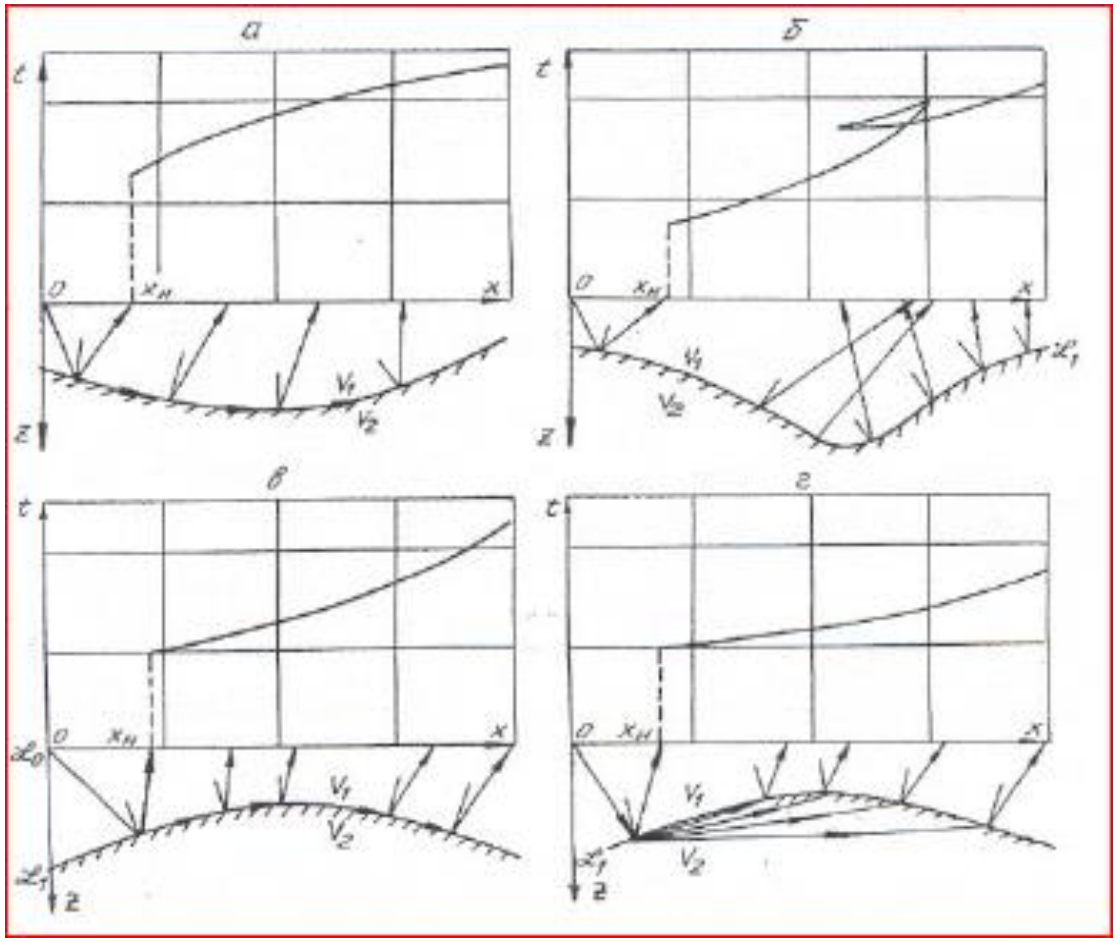




Нессиметричность ветвей годографов головных волн в случае наклонной преломляющей границы для различных положений ПВ

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОПВ головных монотипных волн. Границы криволинейной формы



Лучевые схемы и годографы монотипных головных волн для криволинейных преломляющих границ: **а** – слабо вогнутых ($\mathbf{V_k}$ – возрастает); **б** – сильно вогнутых (появление петель годографа); **в** – выпуклых ($\mathbf{V_k}$ – убывает); **г** – выпуклых при наличии явления проницания сейсмических волн ($\mathbf{V_k}$ – убывает, но больше, чем при скольжении вдоль границы)

Кинематика сейсмических волн. **Годографы в двухслойных средах**

О взаимном положении годографов прямых, отраженных и головных волн

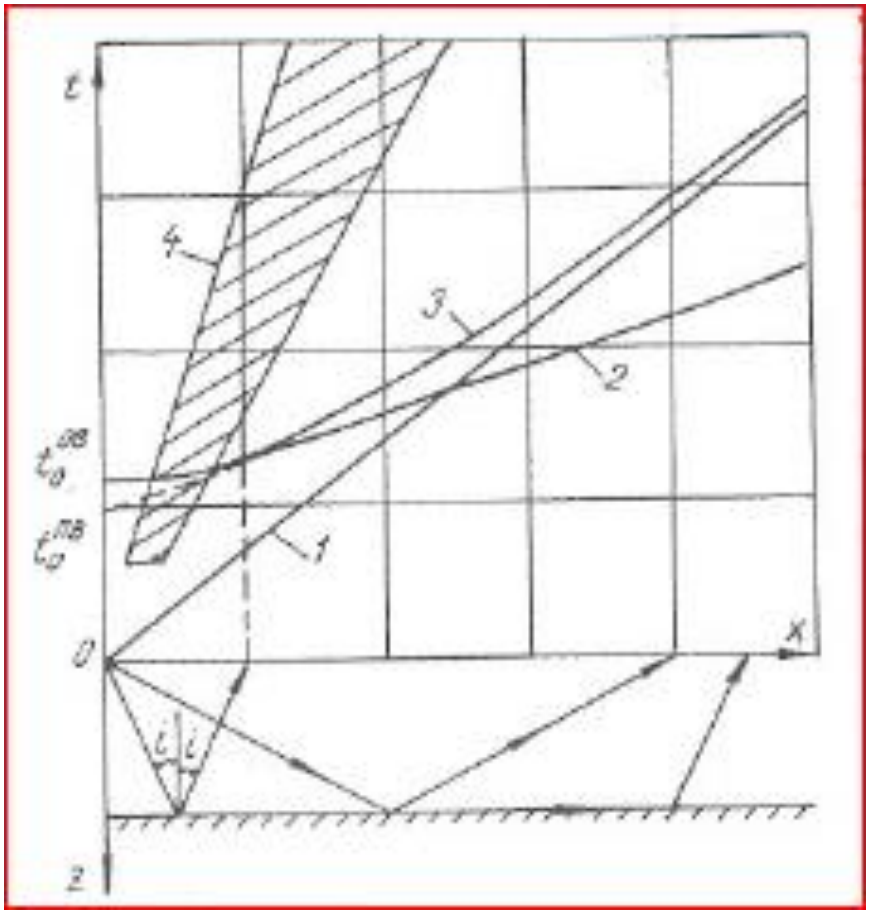


Схема сравнительного положения годографов сейсмических волн: **1** – прямой; **2** – головной; **3** – отраженной; **4** – релеевского типа

На ближайшей к ПВ части профиля первой приходит прямая волна.

Затем с точки

$$x_{п.в.} = \frac{2h\cos i}{1-\sin i}$$

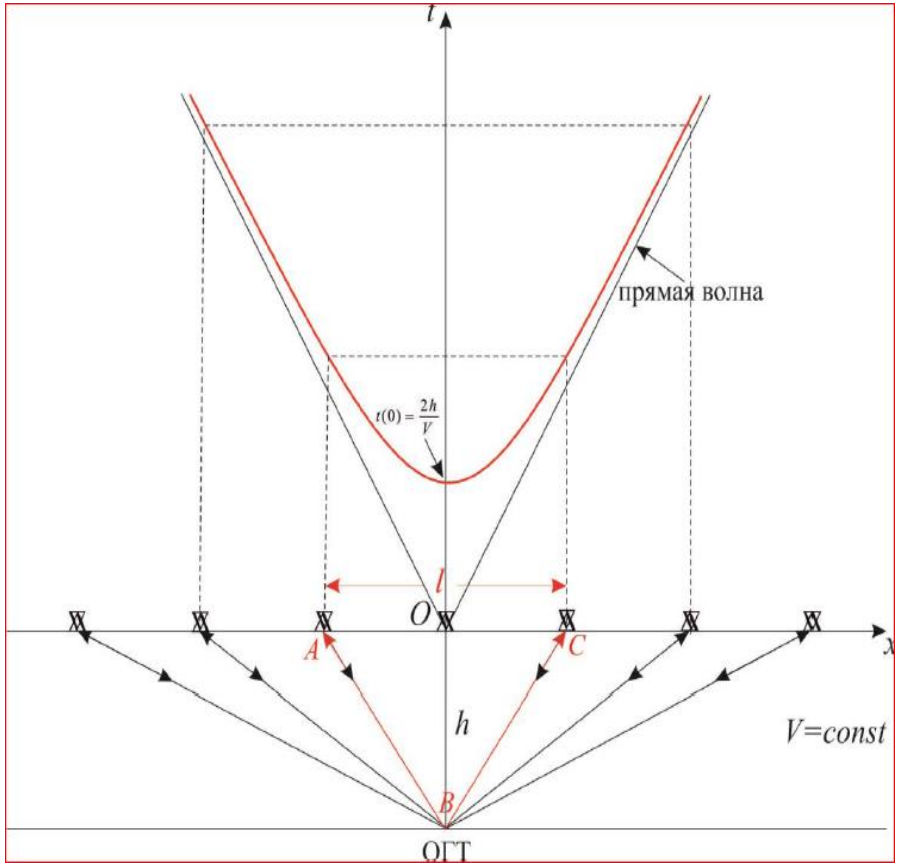
первой начинает приходить головная волна.

Отраженная волна во всех случаях приходит позже: она всегда наблюдается в «последующих вступлениях».

Волны релеевского типа существуют на небольших удалениях и с малой $\mathbf{V_k}$

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Годографы ОСТ (ОГТ) отраженной волны. Плоская граница



Лучевые траектории и линейный годограф ОСТ (ОГТ) для горизонтальной границы раздела

Уравнение годографа ОСТ (ОГТ) отраженной волны (горизонтальная граница)

$$t(l)=\frac{1}{V}\sqrt{l^2+4h^2}$$

(наклонная граница)

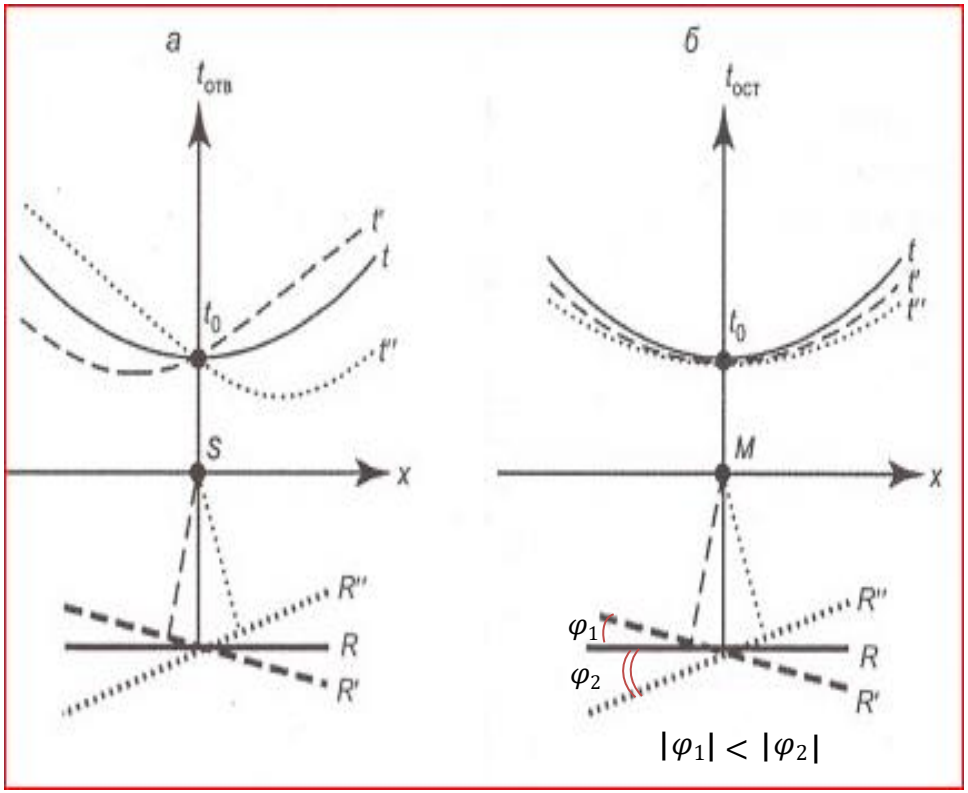
$$t(l)=\frac{1}{V}\sqrt{4h^2+l^2\cos^2\phi}=\sqrt{t_0^2+(\frac{l}{V_{ОГТ}})^2}$$

Здесь $V_{ОГТ}=\frac{V}{\cos\varphi}$ - эффективная скорость ОСТ (ОГТ)

Годограф ОСТ однократно-отраженной волны – гипербола, всегда с минимумом в точке симметрии – точке ОСТ.

Кинематика сейсмических волн. Годографы в двухслойных средах

Анализ годографов ОСТ (ОГТ) отраженной волны в сравнении с годографами ОПВ. Плоская граница



Сопоставление линейных продольных годографов при изменении наклона границы: **а** – годографы ОПВ; **б** – годографы ОСТ

Положение минимума годографа ОСТ (ОГТ) не зависит от наклона границы в отличие от годографа ОПВ, минимум которого смещается по восстанию границы.

С увеличением угла наклона границы кривизна годографа ОСТ уменьшается.

Форма годографа ОСТ не зависит от знака угла наклона границы.

Для фиксированного t_0 годограф ОСТ является функцией только одного параметра – $\boldsymbol{V_{ОГТ}}$, которую принято называть скоростью $\boldsymbol{V_{ОГТ}}$

При горизонтальной границе $\boldsymbol{V_{ОГТ}}$ =V и годограф ОСТ не отличается от годографа ОПВ

Структура и моделирование волновых полей

В разделе «Кинематика сейсмических волн» мы фактически рассмотрели (на упрощенных примерах) варианты решения прямой кинематической задачи:

***Прямая кинематическая задача**: Определение времени прихода целевых волн при известном положении целевых сейсмических границ и заданном скоростном законе.*

Следующий шаг – переход к рассмотрению **прямой динамической задачи (моделированию волновых полей)** – *определению динамических характеристик волнового поля при заданном распределении упругих свойств геологической среды.*

Структура и моделирование волновых полей

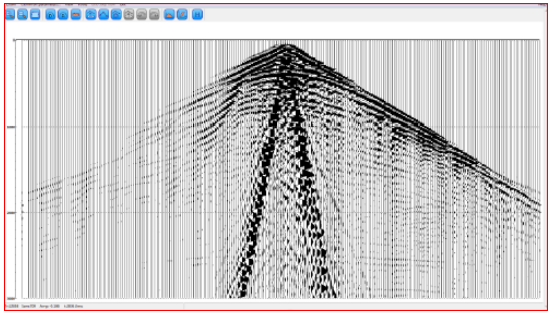
Определения. Примеры

Сейсмическая трасса ***(одноканальная сейсмическая запись)*** – наблюдаемое (регистрируемое) волновое поле (сейсмические колебания) в одной точке - пункте приема.

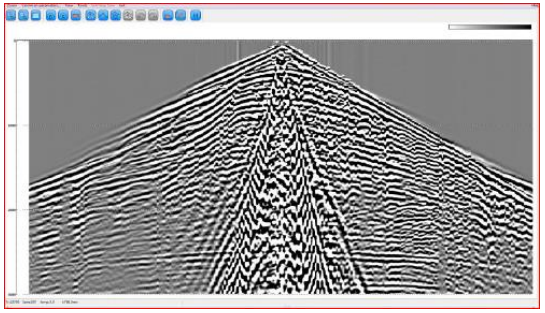
Сейсмограмма ***(многоканальная сейсмическая запись)*** – *в общем случае* любая совокупность сейсмических трасс. Основные - сейсмограммы ОТВ (ОПВ), сейсмограммы ОТП (ОПП), сейсмограммы ОСТ (ОГТ), сейсмограммы равных удалений *(см. виды годографов)*

Важно! При полевых наблюдениях регистрируют только **сейсмограммы ОТВ**. Другие виды сейсмограмм формируются при обработки полевых сейсморазведочных материалов путем соответствующей сортировки.

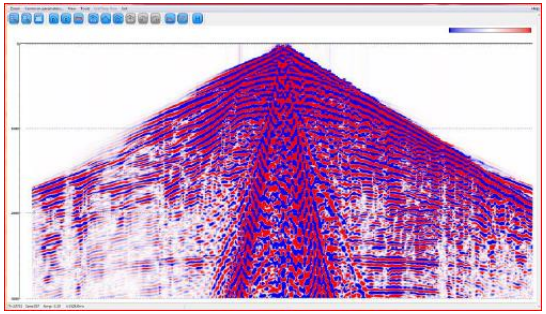
Виды визуализации:



амплитудный



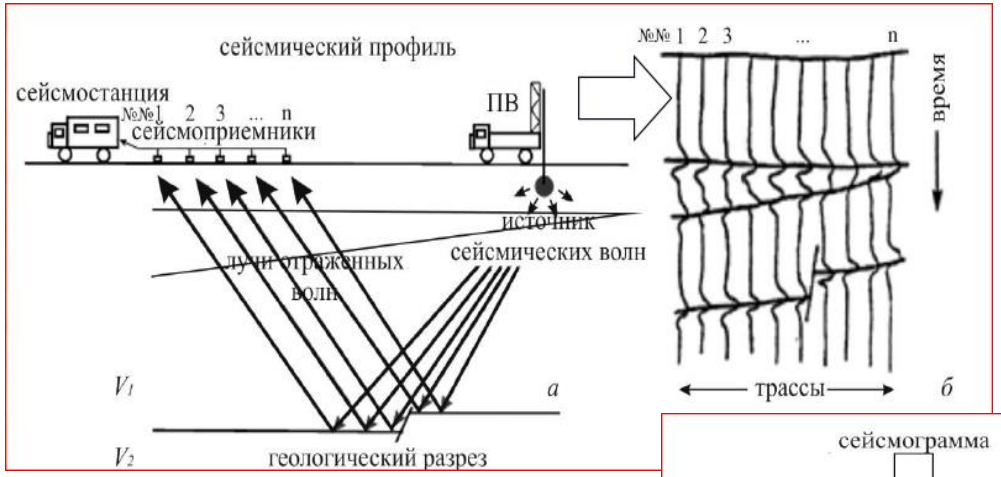
переменной плотности



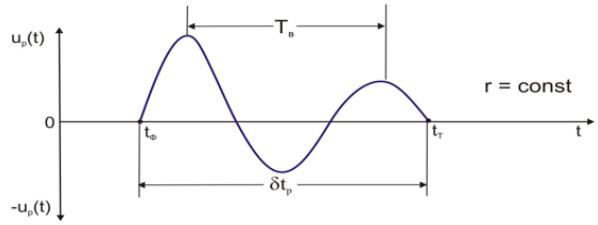
в цвете

Структура и моделирование волновых полей

Примеры сейсмограмм ОПВ. К структуре регистрируемого волнового поля



Изображение волнового процесса во времени



Запись волны (трасса) - $u_p(t)$ - показывает для фиксированной точки зависимость величины ее смещения от времени.

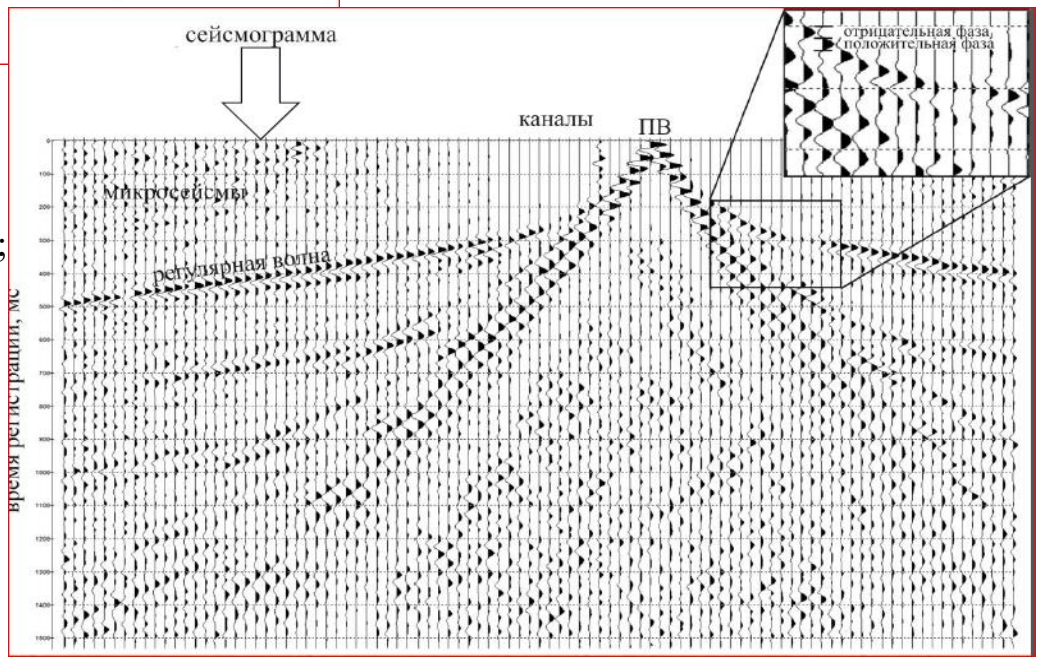
Характеристики сейсмической волны:

Динамические

- относительная интенсивность (амплитуда);
- форма сигнала;
- спектральный состав.

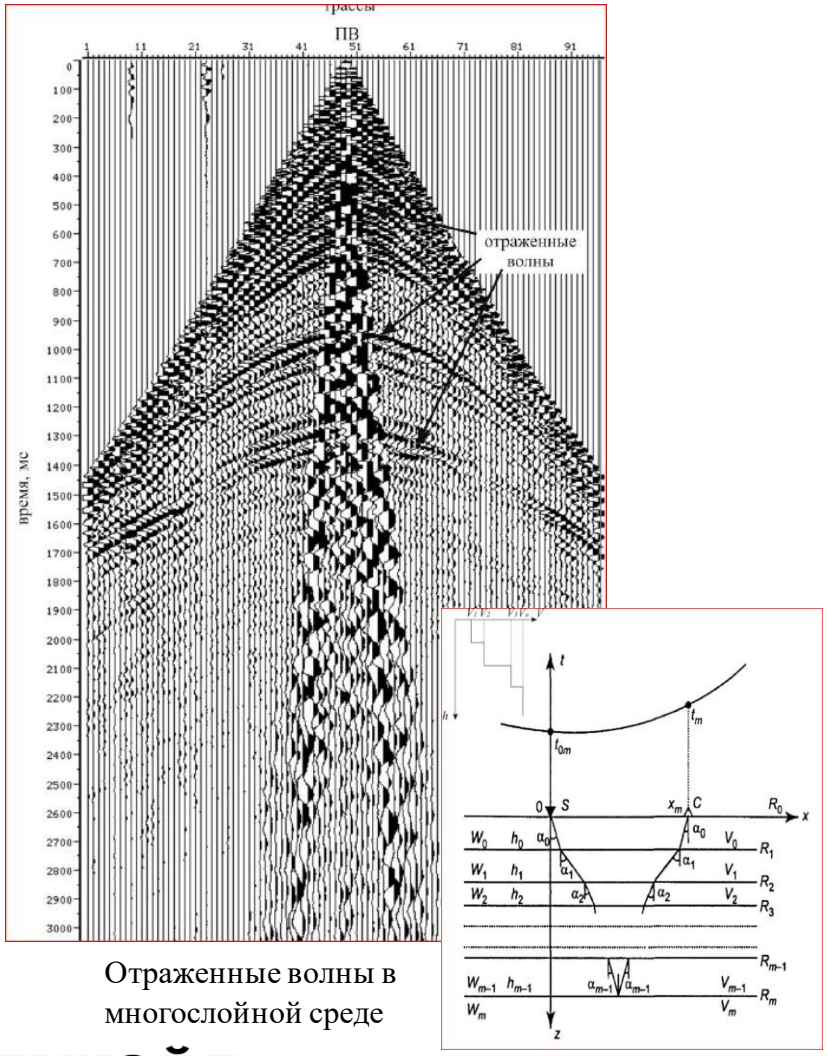
Кинематические

- время прихода;
- кажущаяся скорость.

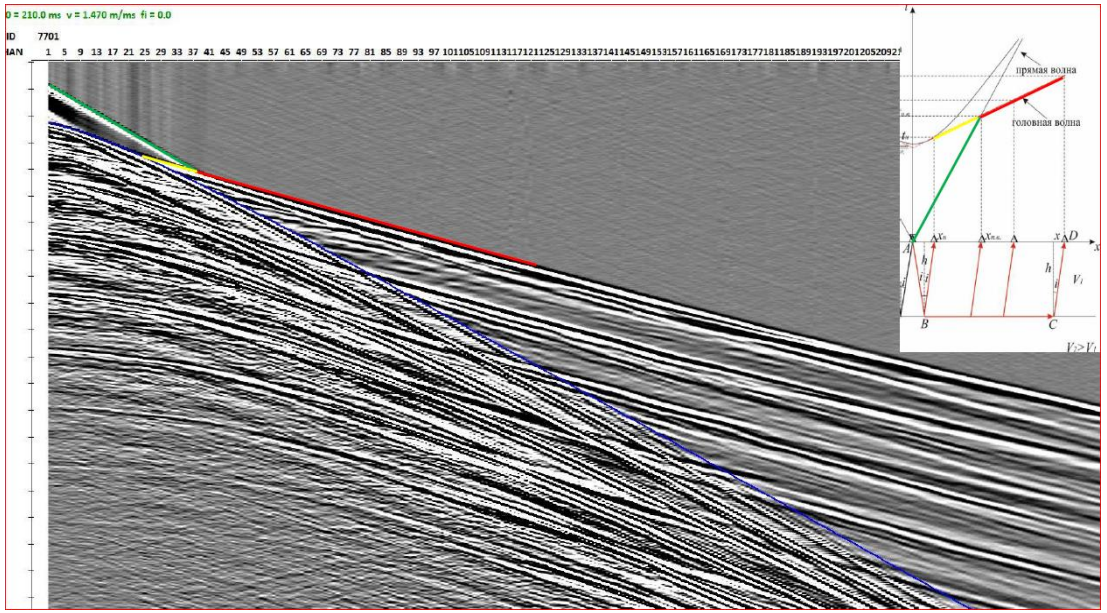


Структура и моделирование волновых полей

Примеры сейсмограмм ОПВ. К структуре регистрируемого волнового поля



Отраженные волны в многослойной среде



Фрагмент сейсмограммы. Морские данные. К местоположению годографов прямой и головных волн. Дополнительно – синим отраженная волна от дна

Структура и моделирование волновых полей

Примеры сейсмограмм ОПВ. К структуре регистрируемого волнового поля

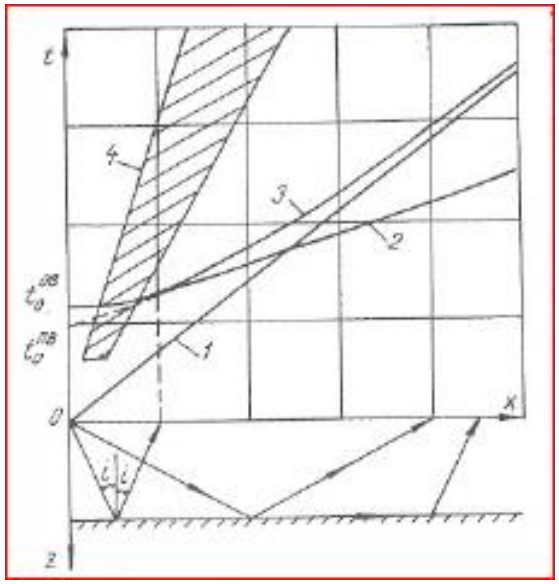
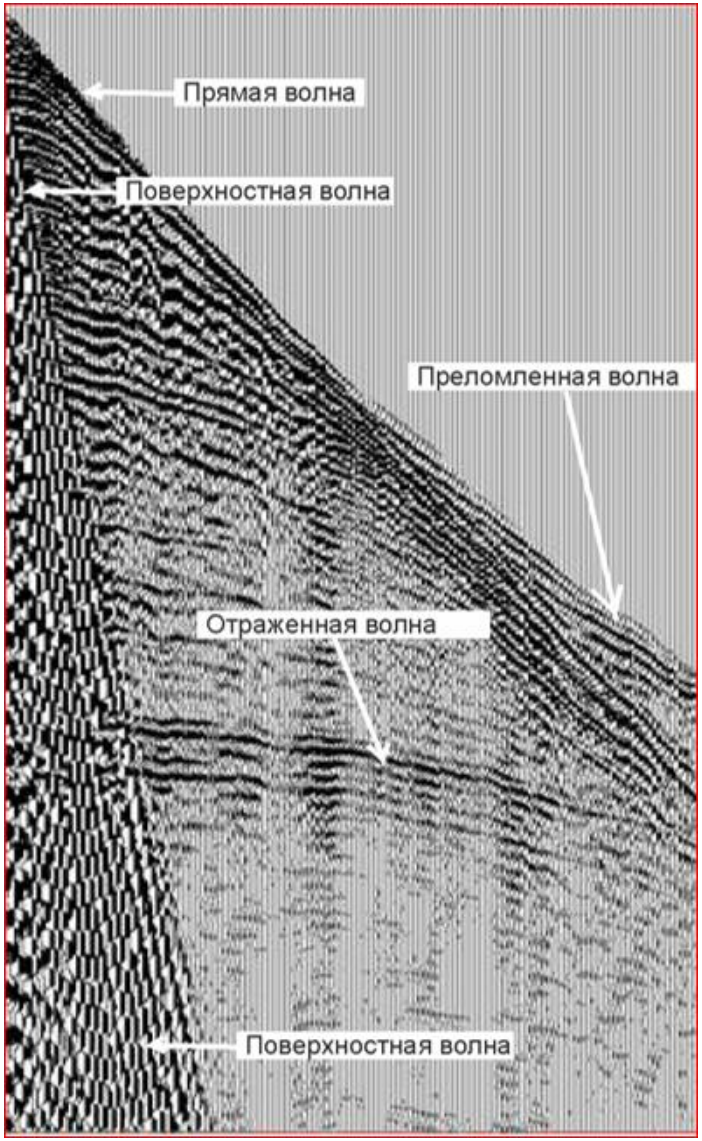
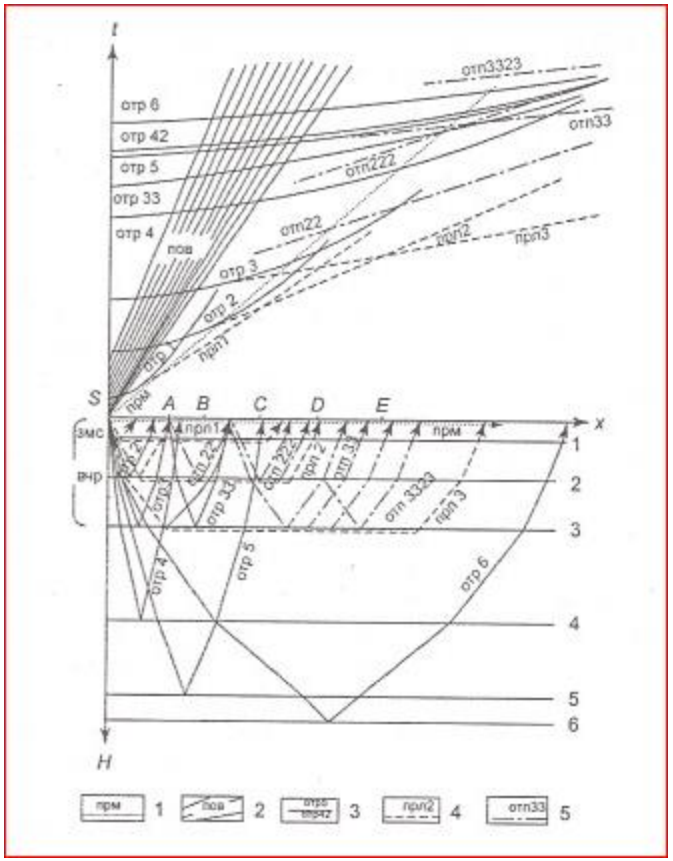


Схема сравнительного положения годографов сейсмических волн: **1** – прямой; **2** – головной; **3** – отраженной; **4** – релеевского типа





Кинематическая модель волнового поля, наблюдаемого на поверхности горизонтально-слоистой среды: лучевая схема, годографы

Структура и моделирование волновых полей

Структура регистрируемого волнового поля

Совокупность колебаний, возникающих в геологической среде после воздействия на нее сейсмического источника, образует **векторное волновое поле**. Его свойства и особенности определяются **свойствами сейсмического источника** и **распределением упругих свойств изучаемой геологической среды.**

При этом **наблюдаемое волновое поле** можно рассматривать как **результат сложения (суперпозиции) отдельных сейсмических волн**, механизмы возникновения и пути распространения которых различны.

Первичное поле источника определяется его типом, свойствами реализации и свойствами среды вблизи области возбуждения.

Наземная сейсморазведка.

Взрывной источник. Преимущественно возбуждаются **продольные волны.**

Невзрывной (вибрационный, импульсный) источник. Могут быть ориентированы на возбуждение как **продольных**, так и **поперечных волн**.

Морская сейсморазведка.

Пневматический источник. Первичное поле – **продольная волна** (в воде **поперечные волны** не распространяются).

Структура и моделирование волновых полей

Структура регистрируемого волнового поля

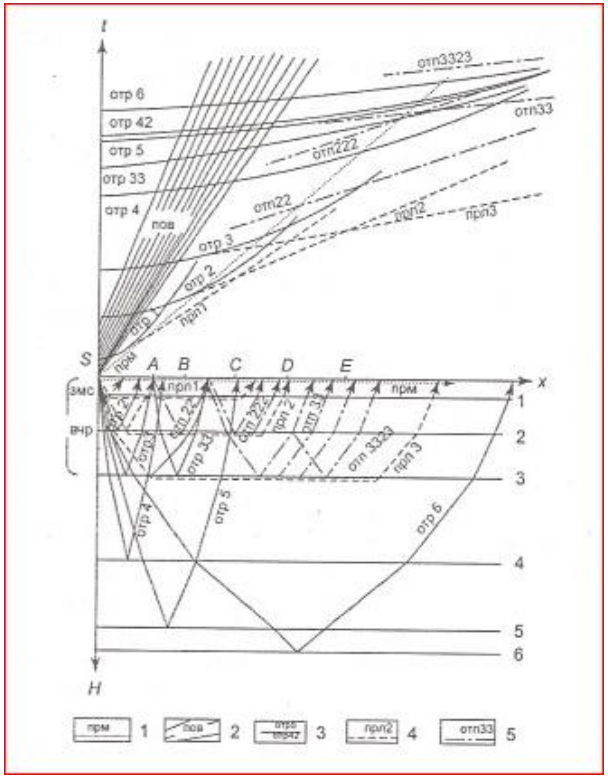
При распространении волн вдали от источника в сложных средах образуется множество **вторичных волн**. **Природа** и **структура** вторичных волн сильно зависит от местоположения области, в которой они рассматриваются.

В первой области – области вблизи источника– основную роль в составе вторичных волн принадлежит **отраженным волнам**. Вдали от источника – главная роль принадлежит **преломленным** (головным) волнам.

Отраженные волны (основные **целевые** на нефть и газ) всегда регистрируются в *последующих вступлениях*. В *начальных (первых) вступлениях* – прямая и преломленные (головные) волны.

Важнейшее влияние на структуру волнового поля в первой области оказывает распределение в среде коэффициентов отражения A_{pp}, A_{ss} и др.

Интенсивность любой отраженной волны существенным образом зависит от величины **коэффициента отражения** ***A*** на границе. Соответственно, наиболее интенсивными являются **однократно отраженные волны**, образующиеся от сильных **0,5 <A <1,0** и средних **0,1 <A< 0,5** границ. **Число** таких границ обычно **невелико**. Большинство границ **слабые**, но их много. Плюс много слабых многократных отраженных волн.



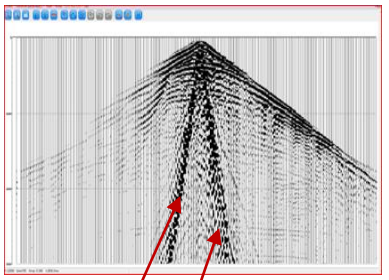
Структура и моделирование волновых полей

Структура регистрируемого волнового поля. Помехи

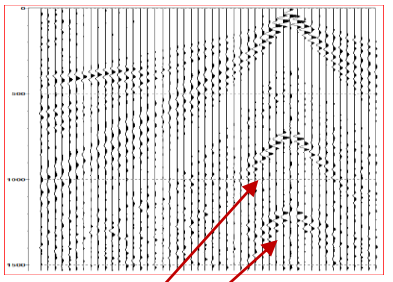
Виды помех

- **регулярные** (когерентные): волны, прослеживаемые по крайней мере на нескольких соседних трассах при малом изменении динамических параметров. Включают в себя поверхностные волны, отраженные и отраженно-преломленные от приповерхностных структур, головные волны от высокоскоростных близ поверхностных слоях, помехи от движения транспорта и т.п.;

- **нерегулярные** (некогерентные): помехи (шумы) в сейсмической записи, вид которых меняется от трассы к трассе и не может быть предсказан в последующие моменты времени. Связаны с неконтролируемой интерференцией, порожденной разнообразными естественными и техническими источниками – ветер, движение корней деревьев и т.п



поверхностные волны



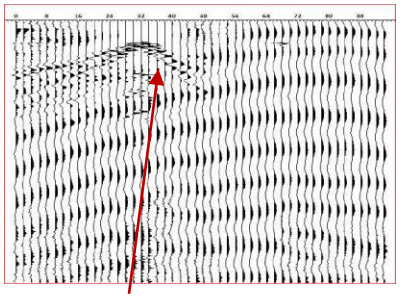
Помехи при работе нескольких источников

Важно! В общем случае **помеха – *«волновое поле минус полезная (целевая) волна».***

Способы борьбы с помехами

– специальные методы обработки сейсмограмм, различные виды фильтраций;

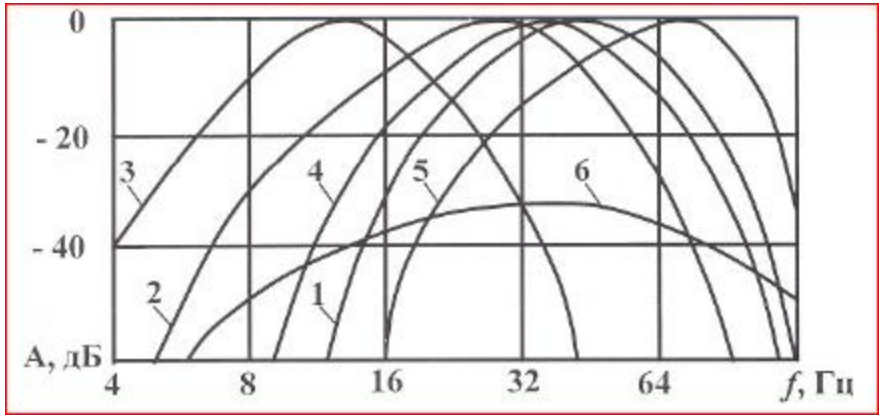
- специальные технологии полевых наблюдений, обеспечивающих накопление полезных сигналов



движение транспорта

Структура и моделирование волновых полей

Структура регистрируемого волнового поля. Спектральные особенности

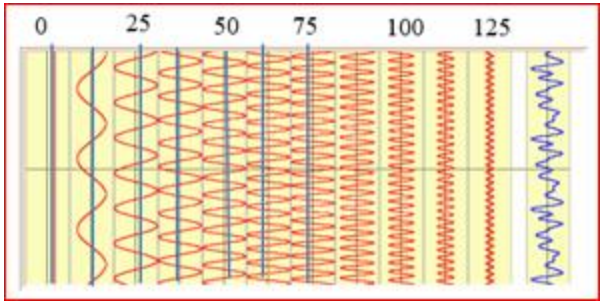


Сравнительный вид относительных амплитудных спектров различных сейсмических волн: **1** – продольных, **2** – поперечных, **3** – поверхностных, **4** – кратных продольных, **5** - реверберационных помех не мелководье, **6** - микросейсм

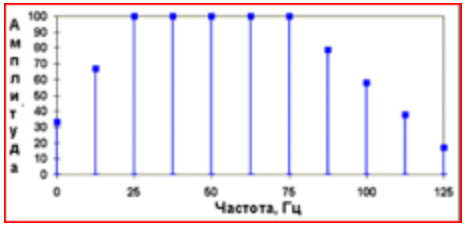
Преобразование Фурье

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i\omega t)\, dt,$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) \exp(i\omega t)\, d\omega.$$



Разложение сейсмической записи на простые гармоники



Амплитудный спектр - $|X(\omega)|$

Структура и моделирование волновых полей

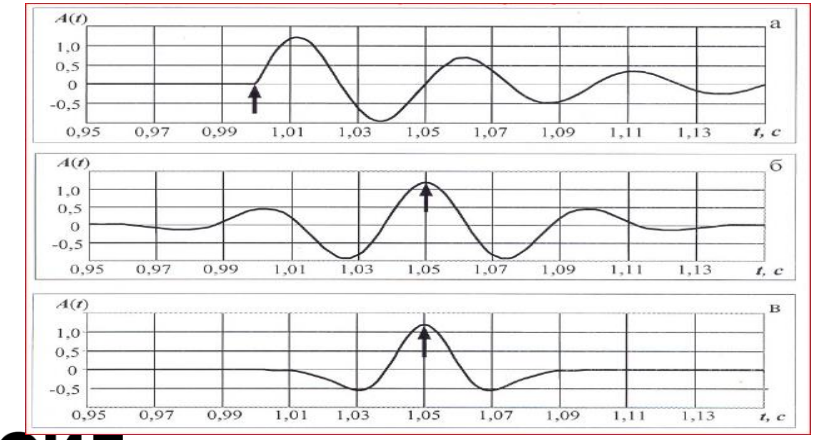
Моделирование волновых полей. Форма сейсмического импульса

При создании эффективных приемов борьбы с помехами на этапе обработки важно знание формы зарегистрированных сигналов – **формы сейсмических импульсов**.

Характерные признаки реальных сигналов:

- продолжительность колебаний в импульсе ≪2-4 преобладающих периодов волны;
- импульс имеет плавную огибающую с более слабыми по амплитуде начальными и конечными точками;
- плавное нарастание первой фазы колебаний.

Для **математического описания** формы реальных сейсмических сигналов используется ряд упрощенных представлений о форме сигнала, основанных на внешнем сходстве с реальными импульсами. Наиболее широко используются в практике математического моделирования теоретические импульсы **Берлаге** (а)**, Пузырева** (б)**, Риккера** (в).



Самый простой импульс ***Риккера***

$$S_1(t) = \left[1 - 2\pi^2 f^2 (t - t_{вст})^2\right] \cdot \exp\left(-\pi^2 f^2 (t - t_{вст})^2\right)$$

f – видимая частота колебаний, $t_{вст}$ – время вступления колебаний

Структура и моделирование волновых полей

Моделирование волновых полей (сейсмограмм)

Полевые сейсмические данные служат основой для оценки качественных и количественных параметров изучаемой среды. При этом такая оценка становится возможной только при условии **уподобления геологической среды** той или иной **сейсмогеологической модели**.

Дополнительно к этому требуется сделать ряд допущений о структуре волнового поля. Совокупность таких допущений принято называть ожидаемой **математической моделью сейсмограммы**. *Обычно она используется в качестве некоторого эталона при обработке и интерпретации.*

Модель должна обладать следующими свойствами

- адекватна реальному полевому материалу и **правильно отображает наиболее существенные его особенности**;
- **быть достаточно простой**, не содержать неоправданно большого количества параметров, подлежащих оценке;
- допускает применение различных и практически реализуемых методов **обработки и анализа экспериментальных данных**.

Структура и моделирование волновых полей

Моделирование волновых полей (сейсмограмм)

Основные задачи

- теоретические исследования распространения волн в сложных средах с целью изучения принципиальных связей между строением сейсмогеологической модели и структурой образующегося в ней сейсмического поля;
- прогнозирование волновых полей для заданных сейсмогеологических условий с целью обоснования проектируемой методики сейсморазведочных работ на основе анализа свойств полезных и мешающих волн;
- сопоставление расчетных волновых полей с наблюденными при обработке и интерпретации с целью оптимизации параметров обработки и повышения полноты и достоверности геологической интерпретации ее результатов

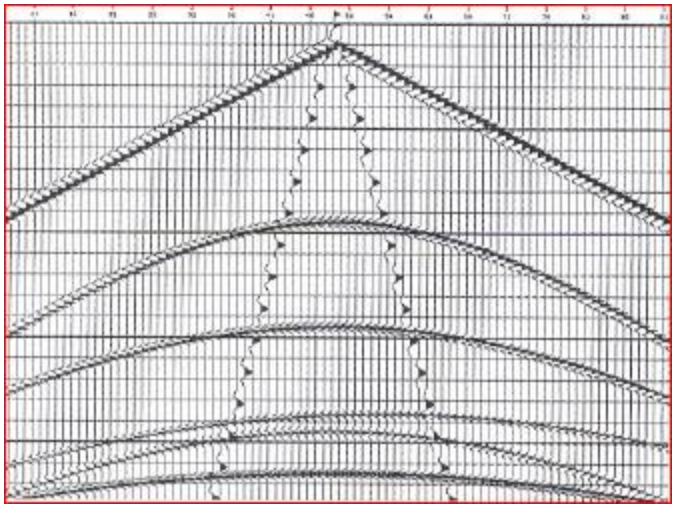
Решение прямой динамической задачи - моделирование волновых полей *(структуры ожидаемых волновых полей для выбранной модели среды)* может выполняться двумя способами:

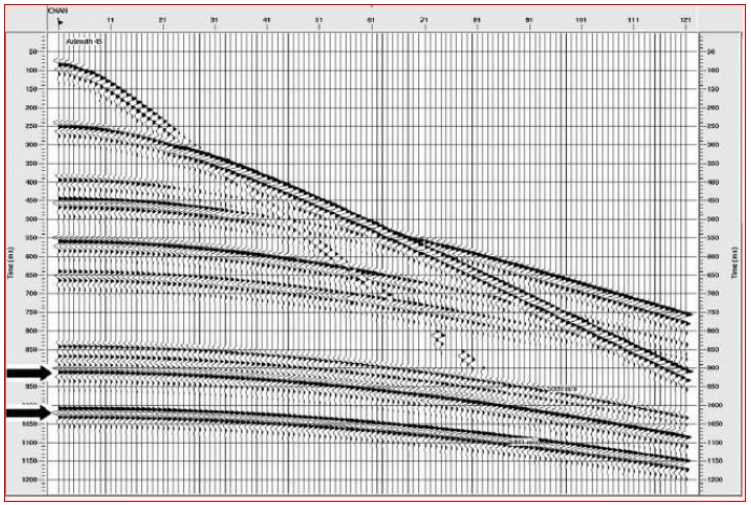
- аналитическое или численное решение **уравнения Ламэ/волнового уравнения**;
- более простой путь – **лучевой метод** – раздельное определение кинематических и динамических свойств ожидаемого волнового поля *(для определения кинематических свойств выполняются расчеты годографов всех типов целевых волн на основе формул геометрической сейсмики; динамические характеристики определяются по рассчитанному в разрезе распределению коэффициентов отражения/преломления с учетом скоростных и плотностных свойств слоистой модели, углов падения целевых волн использованием известных импульсов заданной формы)*.

Структура и моделирование волновых полей

Моделирование волновых полей (сейсмограмм)

Типичный вид модельной (синтетической) сейсмограммы





Модель одиночной сейсмической трассы *u(t)* представляется как совокупность полезных сигналов *s(t)* и помех *n(t)*: ***u(t)=s(t)+n(t).***

Для метода отраженных волн компонента ***s(t)*** есть сумма импульсов однократно отраженных волн

$$s(t)=\sum_{i=1}^{n} A_i S_i(t-\Delta t_i)$$

A_i – амплитуда, S_i – форма *i*-ого отражения, Δt_i –время вступления i-ого отражения

n(t) - все остальные волны:

$$n(t)=n_{кр}(t)+n_{пов}(t)+n_c(t)$$

- кратные, поверхностные, микросейсмы и др.

Структура и моделирование волновых полей

Моделирование волновых полей (сейсмограмм)

Полезный сигнал при неизменной форме сигнала несет в себе информацию о временной последовательности коэффициентов отражения (относительных амплитуд) ***A(t)***, *которую принято называть импульсной трассой:*

$s(t)=S(t)*A(t)$, *где* $*$ – операция свертки сигналов (см. ниже), $S(t)$ – модельный импульс (как правило, $S_i(t) = S(t)$ *при всех* i), $A(t)=\sum_{i=1}^{n} A_i \cdot \delta(t-\Delta t_i)$, $\delta(t)$ – единичный импульс Кронекера ($\delta(t)=1$ при t=0, $\delta(t)=0$ при $t\neq 0$).

Итак, модель сейсмической трассы однократных отраженных волн

$$u(t) = S(t)*A(t) + n(t)$$

В такой модели обратная задача сейсморазведки - максимально подавить $n(t)$ и максимально правдоподобно восстановить $A(t)$.

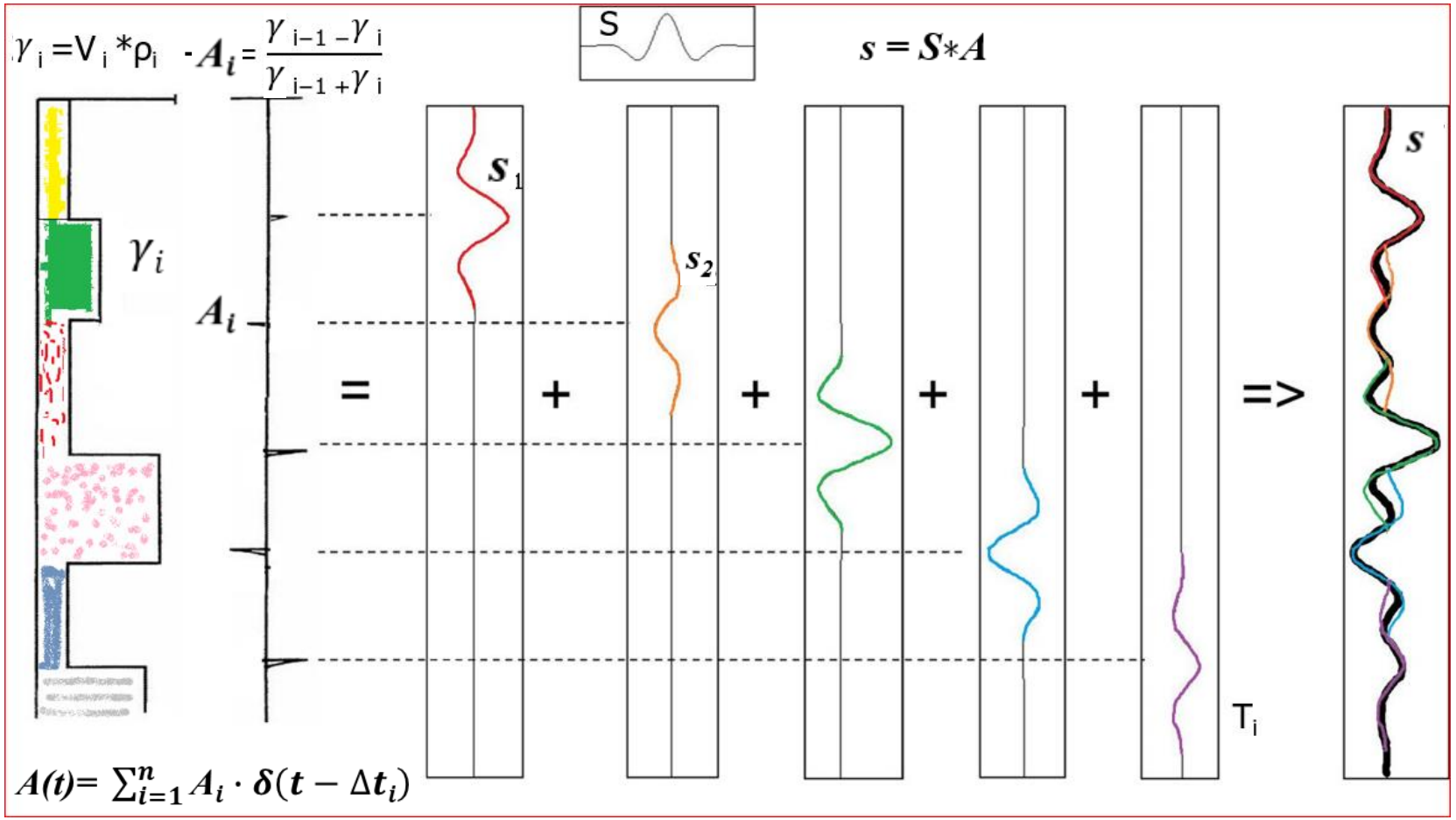
Модель многоканальной сейсмограммы близка по структуре к модели, состоящей из совокупности сейсмических трасс, но в ней учтена дополнительная зависимость вида каждой трассы от координаты профиля x и удаления приемника от источника l, с учетом различных времен прихода изучаемых волн в точку приема

$$u_x(t,l) = s_x(t,l) + n_x(t,l)$$

Сверткой $s(t)$ функций $S(t)$ и $A(t)$:
$s(t) = S(t) * A(t)$ называется функция $s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} S(t-\tau) \cdot A(\tau)\, d\tau.$

Структура и моделирование волновых полей

К моделированию сейсмических трасс сверткой теоретического сигнала и импульсной трассы



Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Обратная задача сейсморазведки

Обратная задача – определение строения сейсмогеологической среды по наблюдениям возникающего в нем поля упругих колебаний

Возможности решения и корректности обратной задачи.

Определение сейсмогеологического строения некоторого объема среды достигается восстановлением в нем поля упругих колебаний по наблюденным данным.

Однако на практике идеальное решение принципиально недостижимо:

1. Точное решение возможно только в случае наблюдений **на поверхности, окружающей объем, либо на бесконечной плоскости** (см. решение уравнения Ламэ).
2. Дискретные системы наблюдений с измерением, как правило, одной компоненты поля упругих колебаний **ограничивает** его восстановление.
3. Некоторые важные особенности распространения сейсмических волн изучены недостаточно. **Нет полной математической модели**.
4. Волновая природа сейсмического поля – естественный предел детальности изучения геологической среды. Существует **предел разрешающей способности** сейсморазведки.
5. Наблюдаемое сейсмическое поле искажено разнообразными помехами. Их **полное удаление невозможно** без потери информативности полезных волн.

Тем не менее, существуют реальные возможности получения надежных количественных данных о строении сложных геологических объектов.

Обеспечить наилучшую реализацию этих возможностей - **задача обработки**.

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Обратная задача сейсморазведки

Обратная кинематическая задача.

По временам прихода полезных волн восстановить ***положение сейсмических границ*** *и* ***распределение скоростей****. Решение называется* ***кинематической (структурной) интерпретацией*** *сейсморазведочных данных.*

Обратная динамическая задача.

По динамическим параметрам полезных волн определить ***упругие свойства*** *горных пород. Решение этой задачи –* ***динамическая интерпретация****. Конечная цель – по упругим параметрам* ***прогнозирование геолого-промысловых характеристик*** *горных пород: литологического состава, пористости, проницаемости, флюидонасыщения, эффективных нефтегазонасыщенных толщин и др.*

Корректность обратной задачи – существование, единственность и устойчивость ее решения.

1. **Существование** обеспечено тем, что сейсмическое поле образуется реальными геологическими объектами.

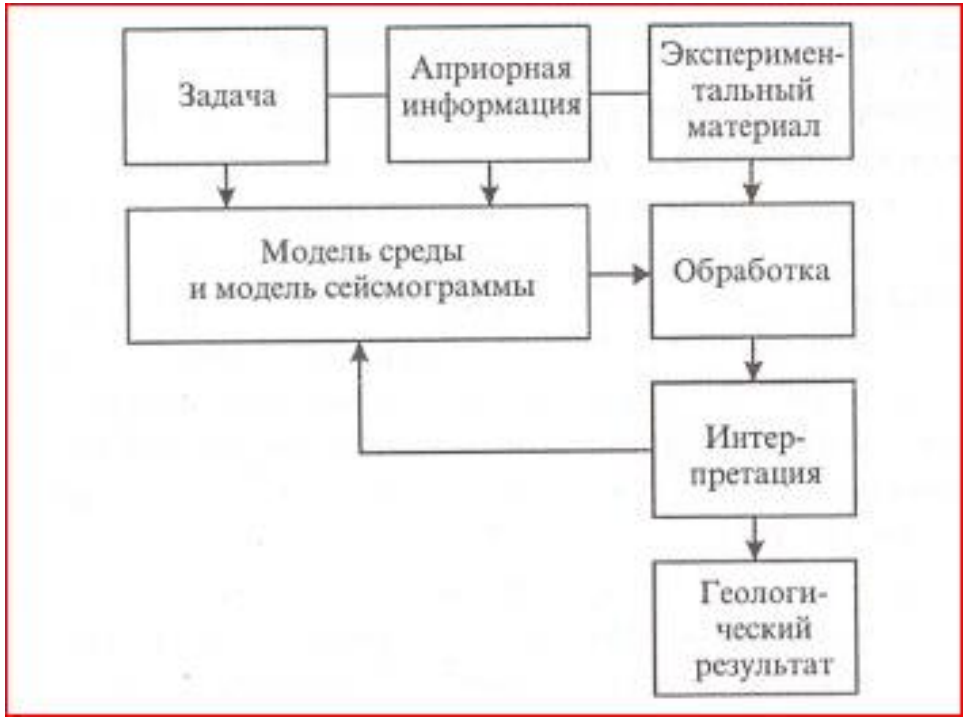
2. В условиях сложного геологического строения задача **не имеет единственного решения** и относится к классу **некорректно поставленных** задач. *Выход – использование дополнительной информации.*

3. При фиксированном объеме исходных данных устойчивость оценок искомых параметров **уменьшается с увеличением их числа** (*решение задачи устойчиво, если при небольших изменениях исходных данных результаты изменяются тоже незначительно*). *Выход – разумное упрощение моделей среды и волнового поля.*

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Обратная задача сейсморазведки

Общая схема решения



Основной принцип – многоэтапность решения.
Обусловлен
- некорректностью постановки задачи,
- недостаточностью априорной информации,
- вычислительной сложностью.

Контроль достоверности решения – данные бурения и ГИС
Внутренний контроль –решение **прямых кинематических и динамических задач** по построенным сейсмогеологическим моделям и сравнение их с наблюденным полем.

Каждый из этапов содержит стадии **обработки и интерпретации**.

Обработка – преобразование данных с целью извлечения полезной информации и представлении ее в удобном для интерпретации виде (в узком смысле); в широком смысле – решение обратной задачи.

Интерпретация – физико-геологическое истолкование результатов обработки.

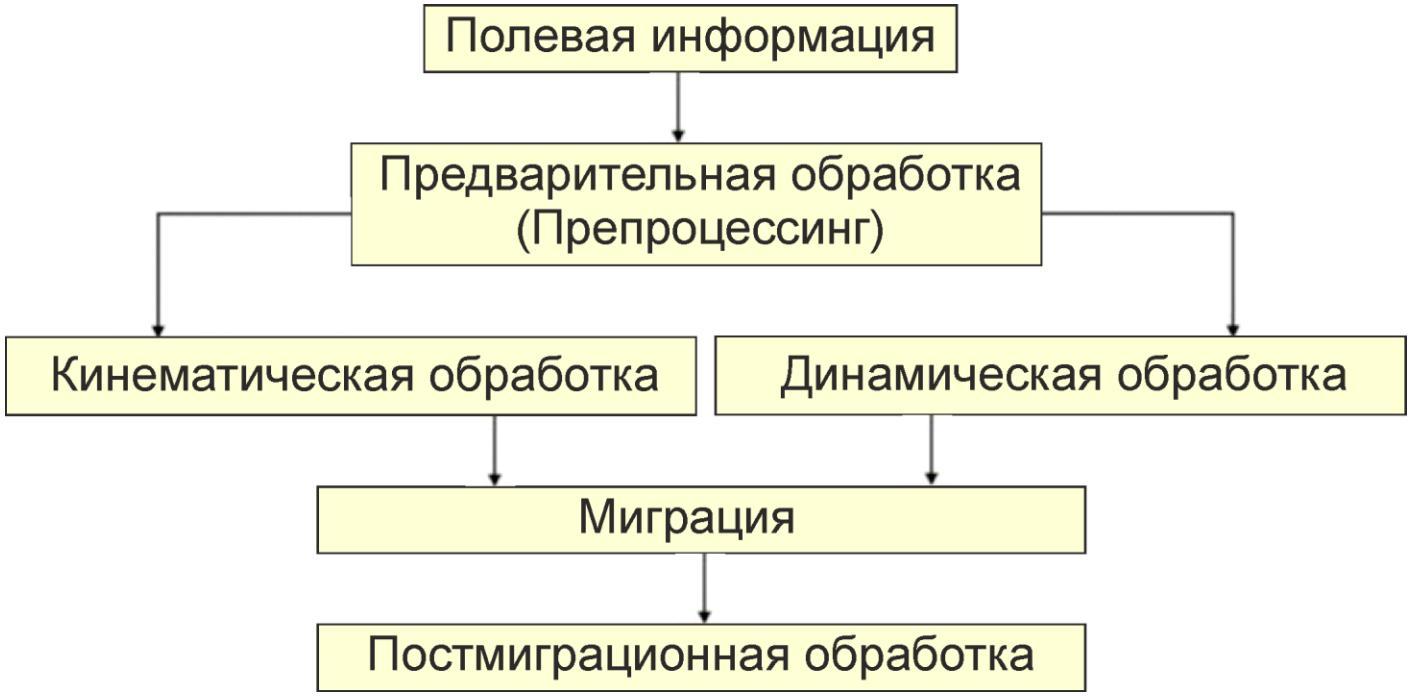
Одно из **принципиальных отличий** алгоритмов обработки и интерпретации**:** операции, относящиеся к **обработке**, полностью формализованы, процесс интерпретации **более субъективен**.

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Детальная последовательность (схема) обработки сейсмических данных называется **графом обработки**. Не существует графа обработки, пригодного для решения всех задач.

Обобщенная схема этапов обработки



Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Обобщенная схема этапов обработки

Полевая информация – сейсмограммы ОПВ, сопутствующая информация (SPS-файлы).

Препроцессинг – подготовка и преобразование полевых сейсмических записей во внутренний формат обрабатывающей системы, присвоение геометрии, бинирование (сортировка трасс в сейсмограммы ОГТ), редакция трасс.

Кинематическая обработка – обработка данных для кинематической интерпретации: *обеспечение необходимой и достаточной для решения кинематических задач разрешенности полезной части сейсмической записи и прослеживаемости целевых волн (отражений – в методе отраженных волн).*

Динамическая обработка – обработка данных для динамической интерпретации: *обеспечение разрешенности полезной части сейсмической записи с сохранением (восстановлением) истинных динамических особенностей регистрируемого волнового поля.*

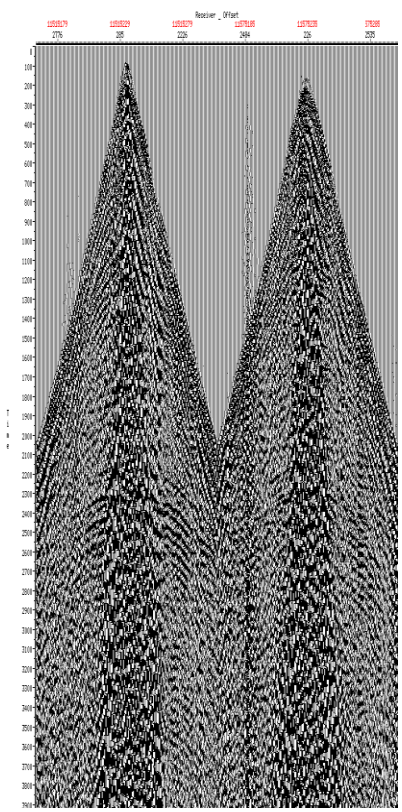
Миграция – учет сейсмического сноса. Вынесена в отдельный блок из-за сложности и трудоемкости.

Постмиграционная обработка – подавление технологических шумов миграционных преобразований.

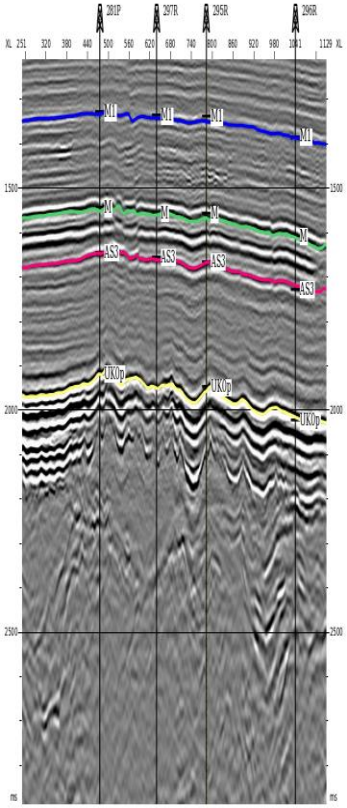
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

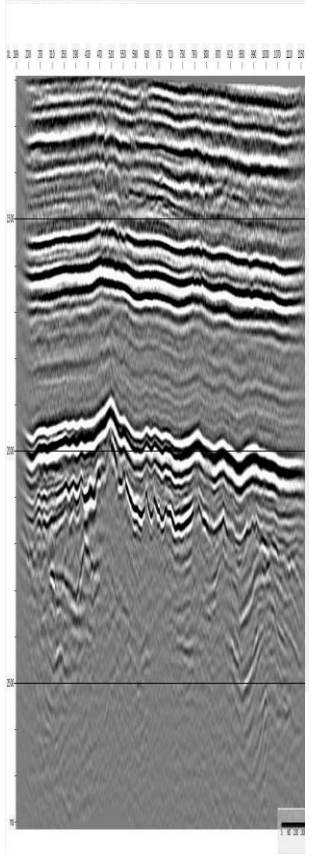
Результаты обработки – ***волновое изображение изучаемой части геологической среды: сейсмические разрезы (2Д) и кубы (3Д) – временные и глубинные разрезы и кубы.***



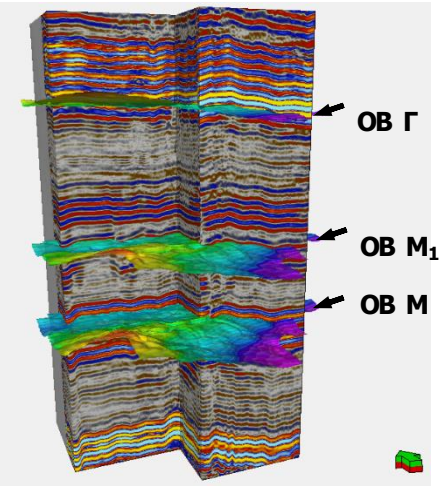
Фрагмент исходных сейсмограмм



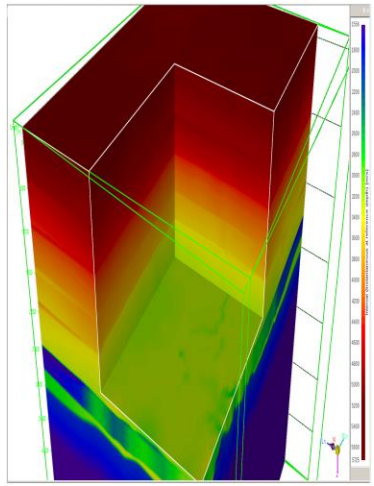
Временной разрез 2Д (вертикальное сечение куба 3Д) – $t_0=2h/v$,
H – глубина,
v – скоростной закон



Глубинный разрез 2Д – $h=t_0*v/2$,
H –глубина,
v – скоростной закон



Временной куб 3Д



Глубинно-скоростная модель 3Д

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

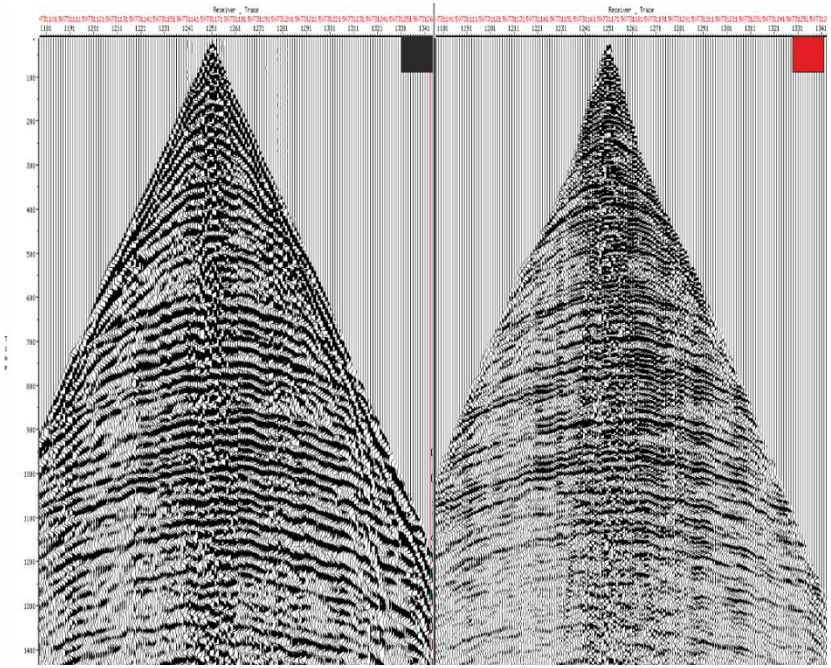
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

(исходя из принятой модели трасс $\boldsymbol{u(t)=s(t)+n(t)}$ *и сейсмограмм* $\boldsymbol{u_x(t,l) = s_x(t,l) + n_x(t,l)}$*)*

Фильтрация – выделение полезных волн $\boldsymbol{s(t)}$, $\boldsymbol{s_x(t,l)}$ с подавлением мешающих волн-помех $\boldsymbol{n(t)}$, $\boldsymbol{n_x(t,l)}$:

Одноканальная частотная фильтрация (модель $\boldsymbol{u(t)=s(t)+n(t)}$) – граничные, полосовые, режекторные, обратные, корректирующие фильтры). *Могут использоваться совместно и многократно*.

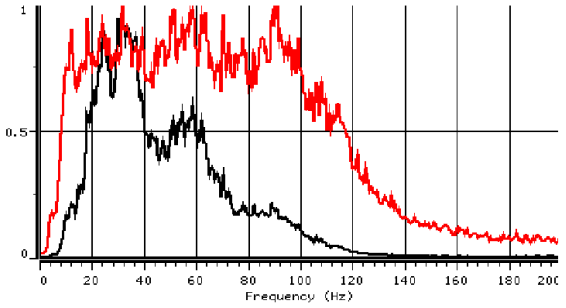


Сейсмограммы ОПВ

до фильтрации после фильтрации

Пример.

Обратная фильтрация, повышение разрешенности сейсмической записи



Амлитудный спектр

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

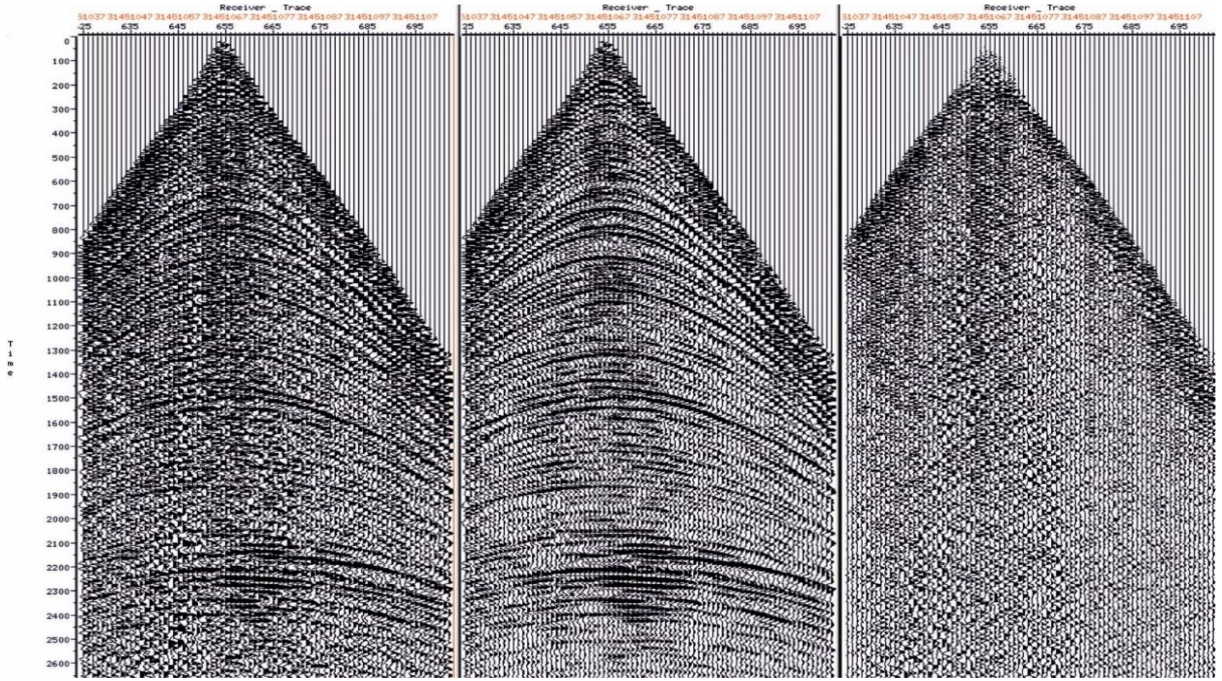
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

(исходя из принятой модели трасс/сейсмограмм $u(t)=s(t)+n(t)$, $u_x(t,l) = s_x(t,l) + n_x(t,l)$*)*

Одноканальная частотная фильтрация (модель $u(t)=s(t)+n(t)$) – граничные, полосовые, режекторные, обратные, фильтры). *Могут использоваться совместно и многократно*.

Пример. *Оптимальная (согласованная) фильтрация: подавление нерегулярного (случайного) шума*



Сейсмограммы ОПВ

до фильтрации после фильтрации разница

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

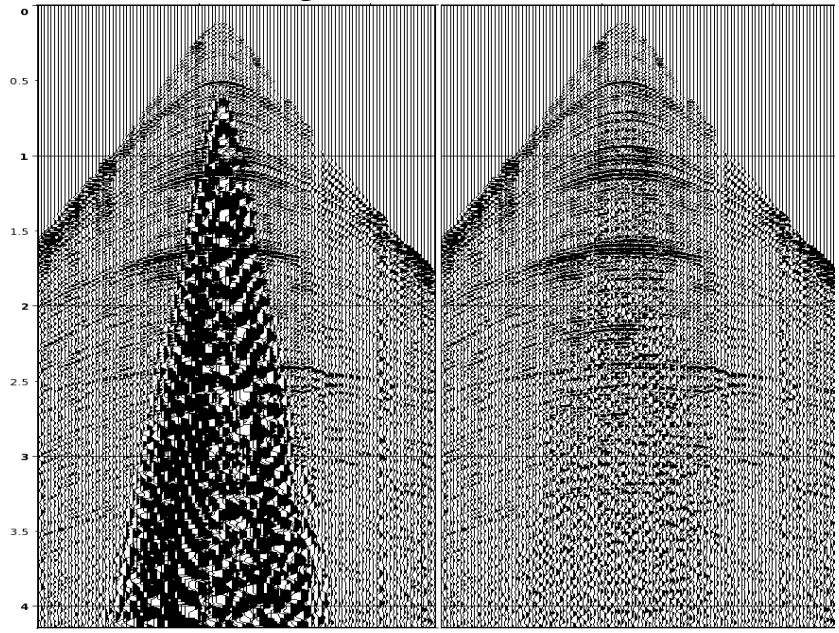
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

(исходя из принятой модели трасс/сейсмограмм $u(t)=s(t)+n(t)$, $u_x(t,l) = s_x(t,l) + n_x(t,l)$*)*

Фильтрация – выделение полезных волн $s(t)$, $s_x(t,l)$ с подавлением мешающих волн-помех $n(t)$, $n_x(t,l)$:

Интерференционные системы и пространственно-временная фильтрация (модель $u_x(t)=s_x(t,l)+n_x(t,l)$). *С учетом не только в различиях спектрального состава полезной и мешающей компонент волнового поля, но и отличий в кажущихся скоростях (годографах). Могут применяться многократно.*



до фильтрации после фильтрации

Пример. Пространственно-временная фильтрация. *Подавление поверхностных волн.* Отличия помехи от полезной составляющей – низкие кажущиеся скорости, пониженная частота, высокая амплитуда

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

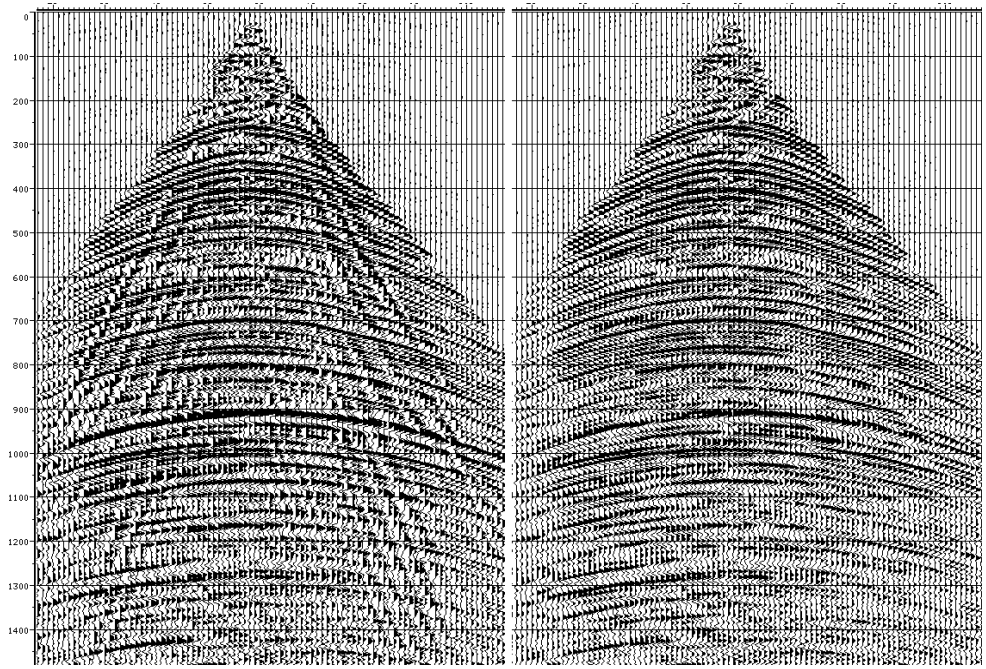
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

(исходя из принятой модели сейсмограмм $u(t)=s(t)+n(t),\ u_x(t,l) = s_x(t,l) + n_x(t,l)$*)*

Фильтрация – выделение полезных волн $s(t),\ s_x(t,l)$ с подавлением мешающих волн-помех $n(t),\ n_x(t,l)$:

Интерференционные системы и пространственно-временная фильтрация
(модель $u_x(t,l)=s_x(t,l)+n_x(t,l)$). *С учетом не только в различиях спектрального состава полезной и мешающей компонент волнового поля, но и отличий в кажущихся скоростях (годографах).*



до фильтрации после фильтрации

Пример. Интерференционная система. *Подавление линейных помех.* Отличия помехи от полезной составляющей – линейные годографы

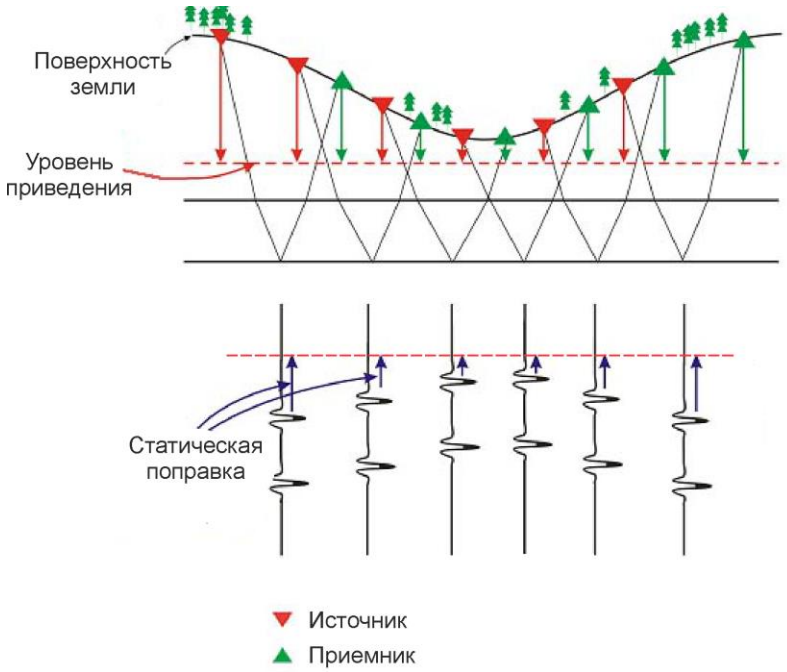
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

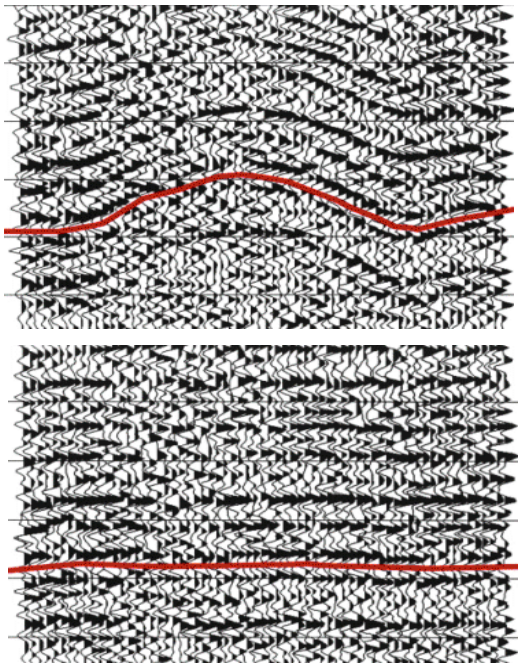
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

Введение статических поправок (за рельеф, зону малых скоростей) – коррекция искажений времен прихода волн за счет неоднородностей верхней части разреза (введение компенсирующих временных сдвигов – разности действительного времени регистрации полезных волн и предполагаемого времени, при условии, что ПВ и ПП находятся на линии приведения).

Априорные статические поправки (за рельеф)





Суммарный разрез до ввода априорных статических поправок

Суммарный разрез после ввода априорных статических поправок

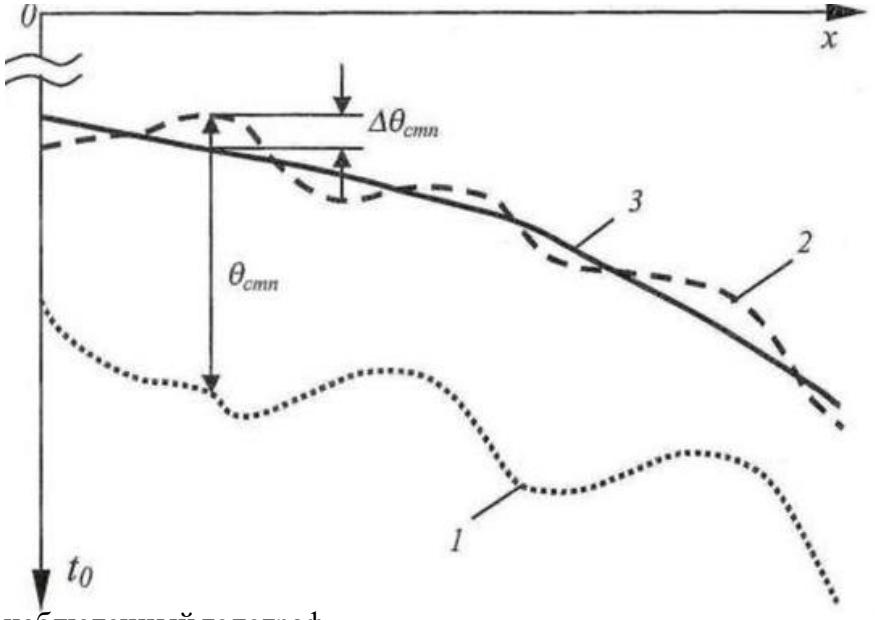
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

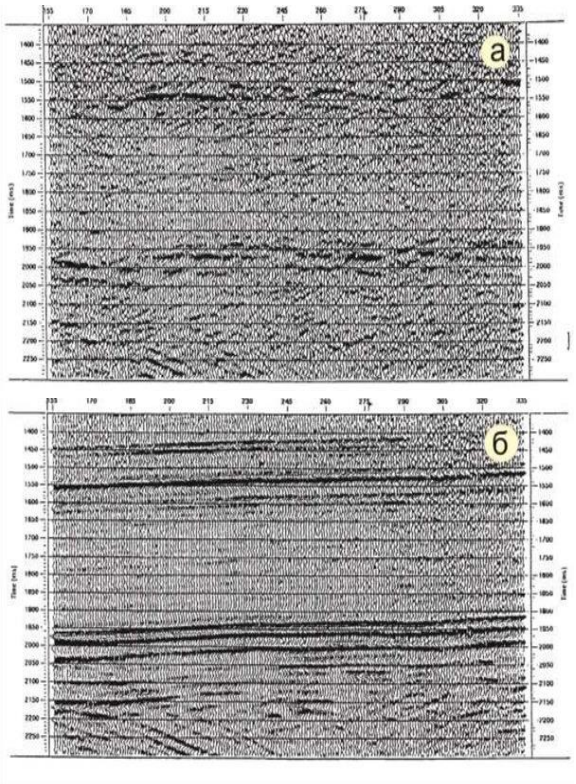
Основные процедуры

Введение статических поправок (за рельеф, зону малых скоростей) – коррекция искажений времен прихода волн за счет неоднородностей верхней части разреза (введение компенсирующих временных сдвигов – разности действительного времени регистрации полезных волн и предполагаемого времени, при условии, что ПВ и ПП находятся на линии приведения).

Коррекция статических поправок (за зону малых скоростей)



1 – наблюденный годограф
2 – годограф, исправленный априорными статическими поправками
3 – осредняющая гипербола



Суммарные разрезы (а) до коррекции статических поправок, (б) после коррекции

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

Введение кинематических поправок и скоростной анализ (в методе отраженных волн МОВ ОГТ)

Кинематические поправки устраняют различия времен прихода полезных волн, вызванные различным удалением ПВ-ПП и наклоном отражающих границ, преобразуя их ко времени на нулевом удалении $t_0(0)$.

Если $t(l) = \frac{1}{V}\sqrt{4h^2 + l^2\cos^2\phi} = \sqrt{t_0^2 + (\frac{l}{V_{ОГТ}})^2}$ - годограф однократно-отраженной волны, где

$V_{ОГТ} = \frac{V}{\cos\varphi}$ - эффективная скорость ОГТ, l –удаление, t_0 – время пробега отраженной волны по нормальному лучу, то кинематическая поправка ΔT рассчитывается как

$$\Delta T(l) = \sqrt{t_0^2 + (l/V_{ОГТ})^2} - t_0 = l^2/2\, V^2_{ОГТ}\, t_0 .$$

Очевидно, правильный выбор $\Delta T(l)$ определяется выбором правильной $V_{ОГТ}$.

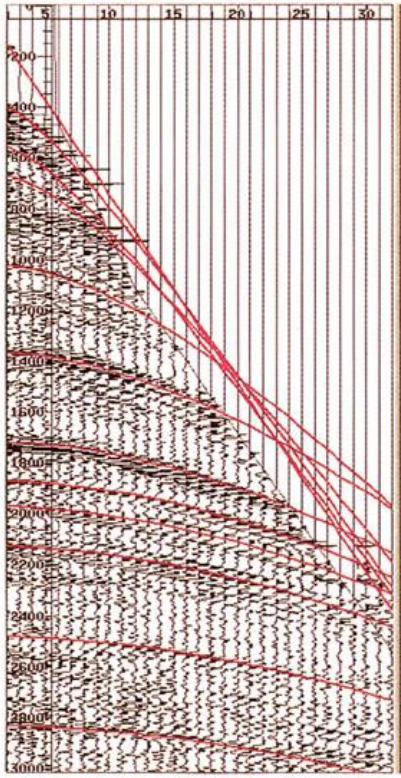
Расчет кинематических поправок и скоростной анализ (по оценке $V_{ОГТ}$) единый взаимоувязанный процесс

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

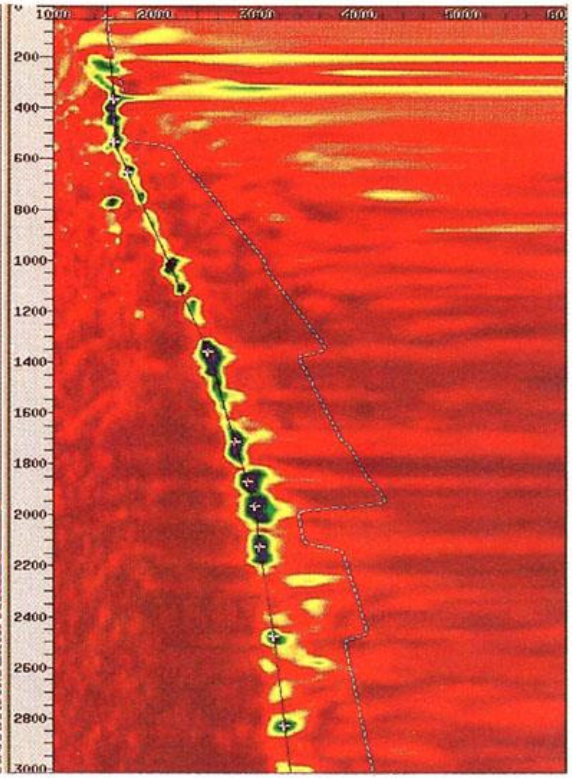
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

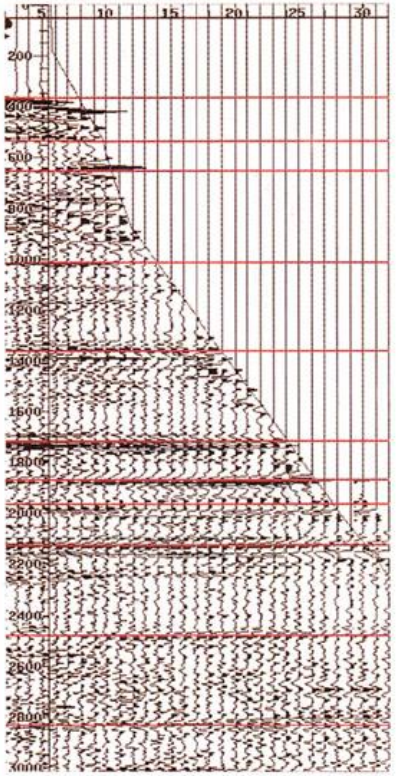
Введение кинематических поправок и скоростной анализ (в методе отраженных волн МОВ ОГТ)



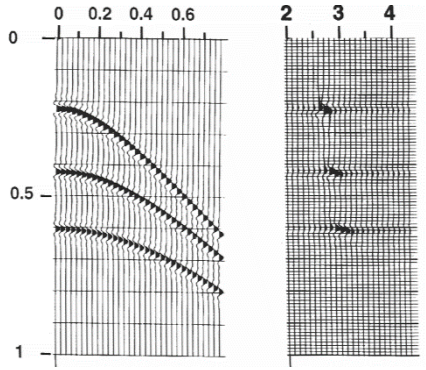
Сейсмограмма ОГТ до ввода кинематических поправок



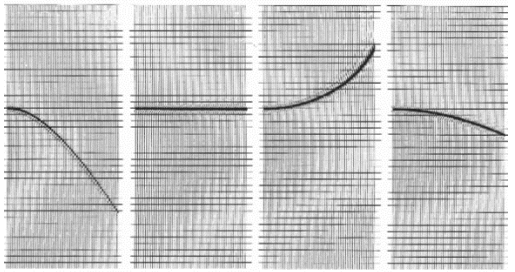
Вертикальный спектр скоростей



Сейсмограмма ОГТ после ввода кинематических поправок



К построению вертикальных спектров скоростей



К правильности выбора $V_{ОГТ}$.
$V_{ОГТ}$ < истинной – переспрямление,
$V_{ОГТ}$ > истинной – недоспрямление

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

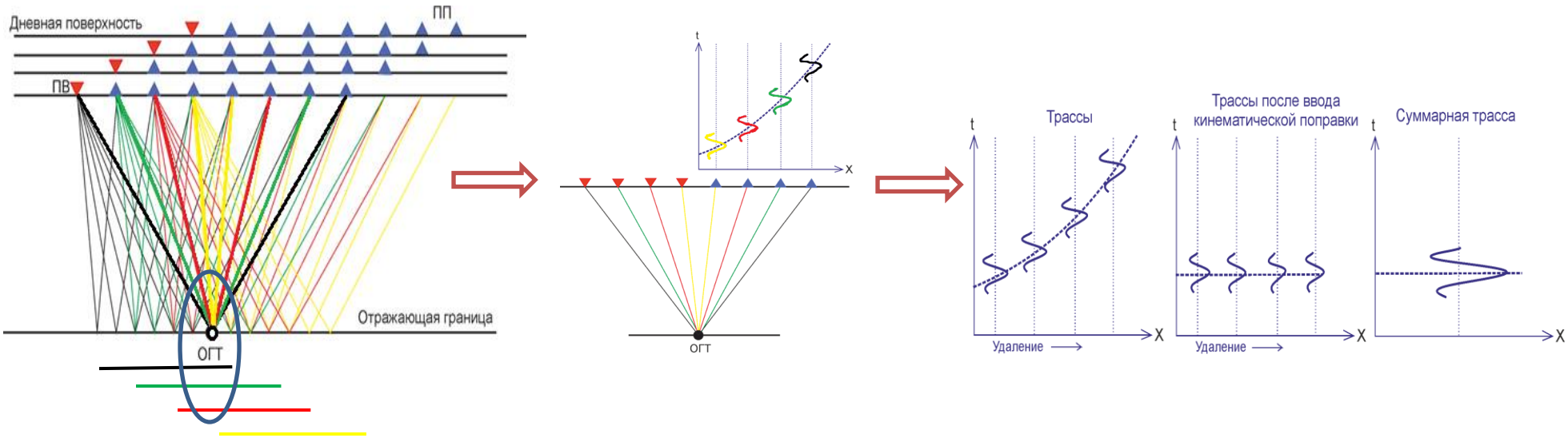
Суммирование по сейсмограммам ОГТ (в методе отраженных волн МОВ ОГТ)

(используется многократно)

- мощнейщая интерференционная система для эффективного выделения/накапливания полезных отраженных волн и подавления волн-помех;

- инструмент построения динамических временных разрезов (2Д) и временных кубов (3Д), преобразовании исходных сейсмических записей в удобный и физически понятный для интерпретации вид.

Метод МОВ ОГТ

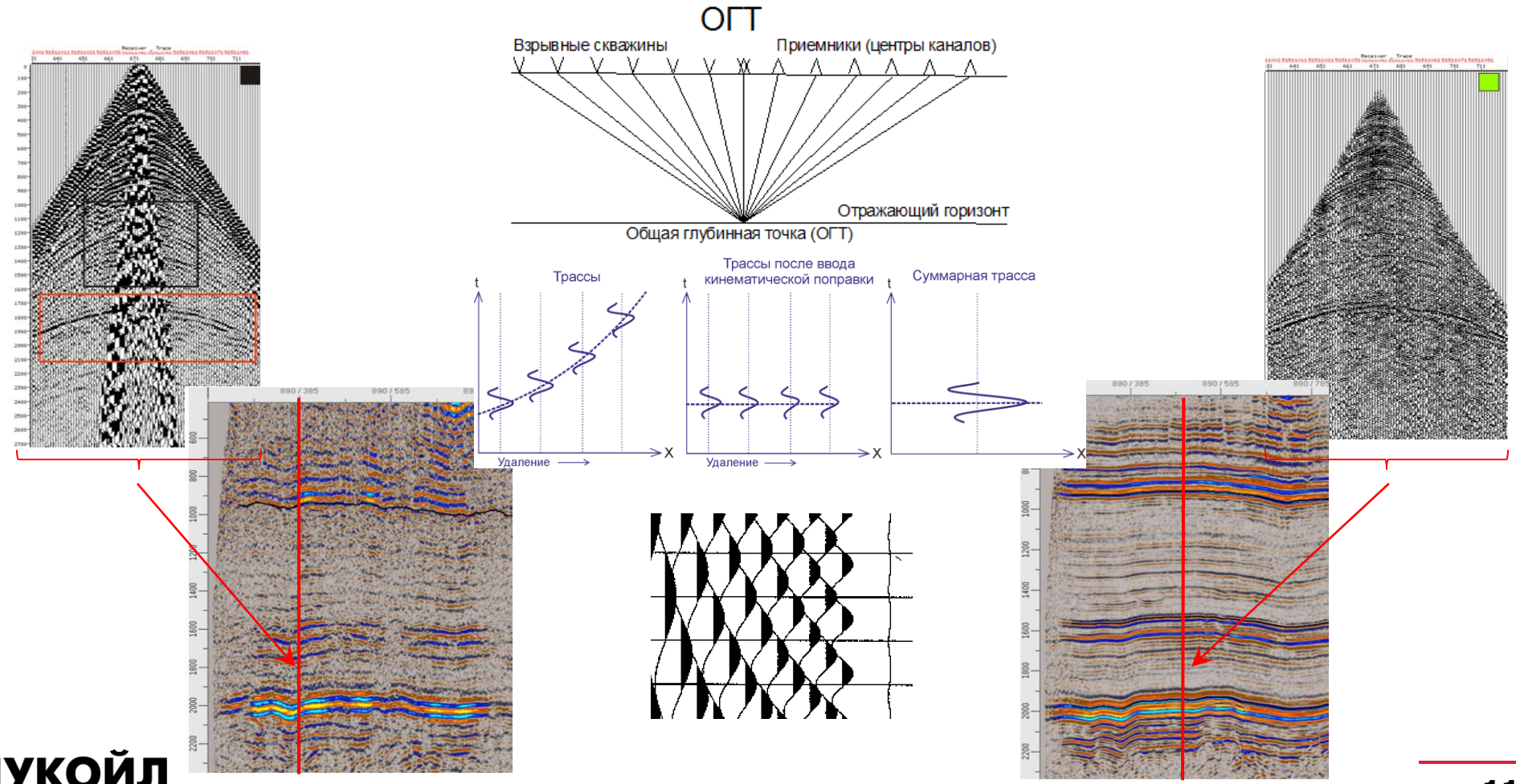


Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

Суммирование по сейсмограммам ОГТ. Метод МОВ ОГТ



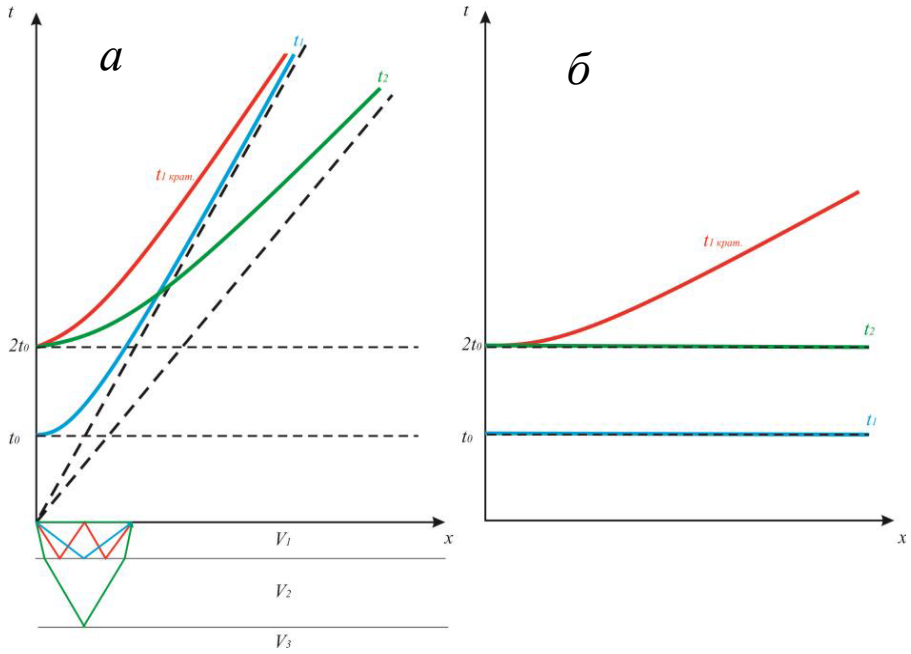
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

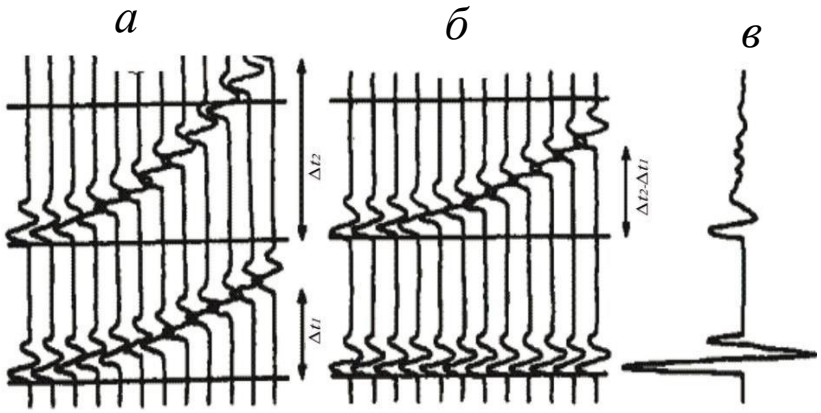
Основные процедуры

Суммирование по сейсмограммам ОГТ. Метод МОВ ОГТ.

Подавление кратных волн



Трансформация годографов однократно t_1 (синий годограф) и t_2 (зеленый) и двукратно-отраженных волн $t_{1кр}$ (красный годограф) после ввода кинематических поправок для трехслойной модели среды с постоянными скоростями: (а) исходные годографы отраженных волн; (б) годографы после ввода кинематических поправок с эффективными скоростями, определенными по годографам t_1 и t_2



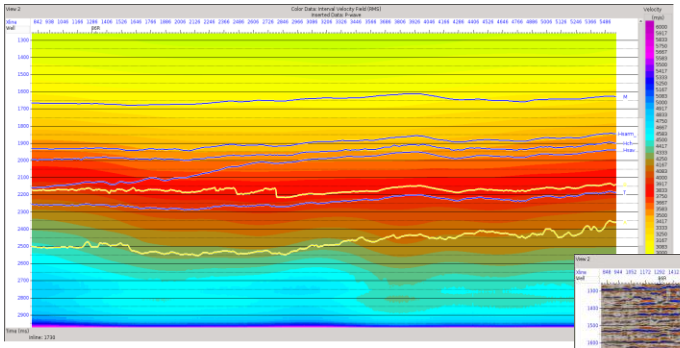
Фрагмент сейсмограммы ОГТ с однократно и двухкратно отраженными волнами на близких временах до и после ввода кинематических поправок: (а) исходная сейсмограмма - однократно (внизу) и двукратно (вверху) отраженные волны; (б) сейсмограмма после ввода кинематических поправок с эффективной скоростью, определенной по годографу однократно отраженной волны; (в) суммарная трасса. Полезный сигнал усилен, кратная волна – ослаблена.

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

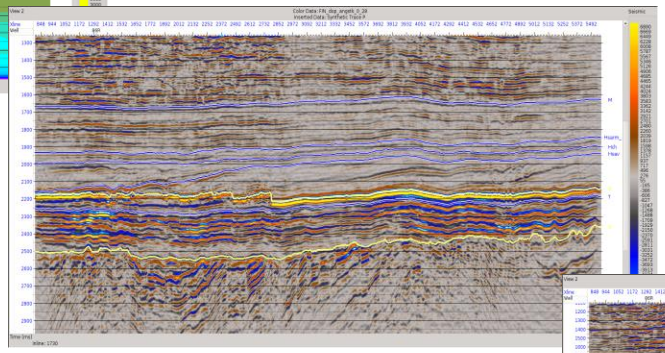
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

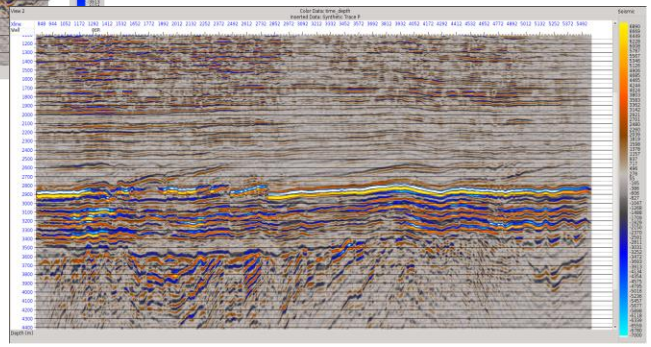
Преобразование временных разрезов и кубов в глубинные



Скоростной разрез



Временной разрез
$t_0=2h/v$ – *вертикальное время*



Глубинный разрез
$h=t_{0*}v/2$ *глубина*

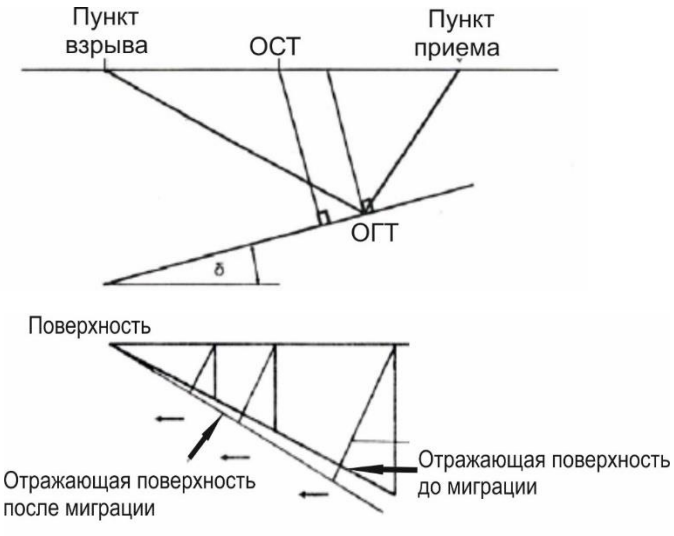
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

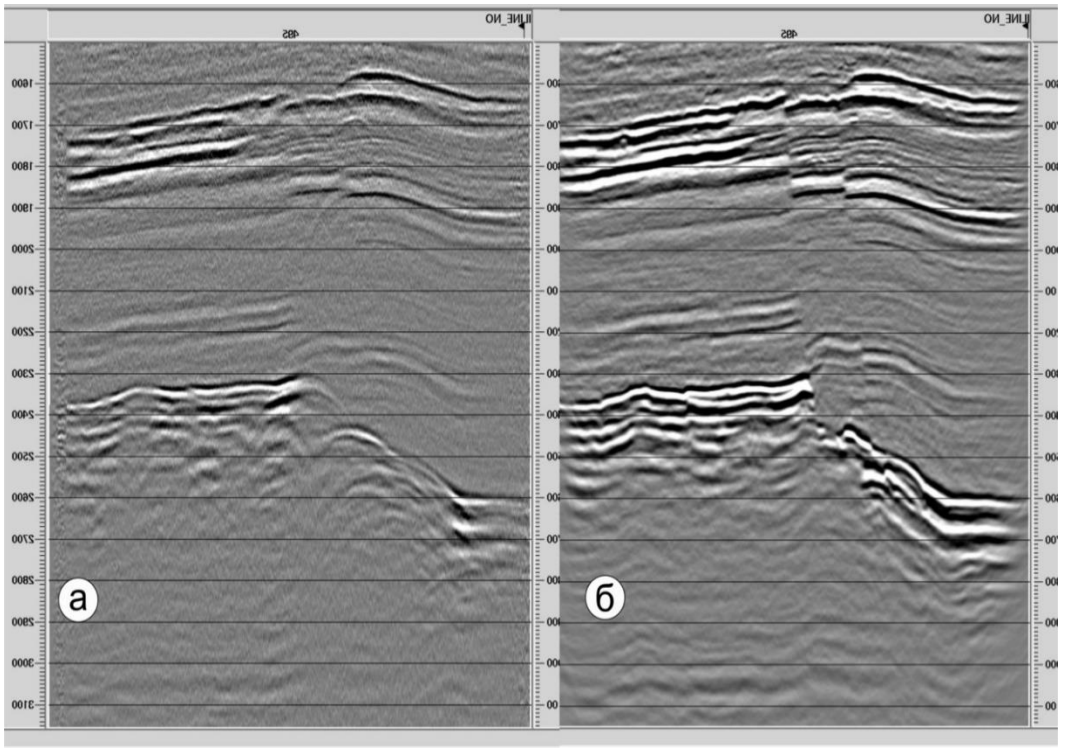
Основные процедуры

Миграция сейсмических данных. Учет сейсмического сноса

- переход от нормальных времен отражений t_0 *и, соответственно, эхо-глубин* h_0 *к вертикальным (обычным) временам и глубинам*



Сейсмический снос *– несовпадение положения реальной точки отражения в пространстве с точкой, которой мы приписываем отражение*



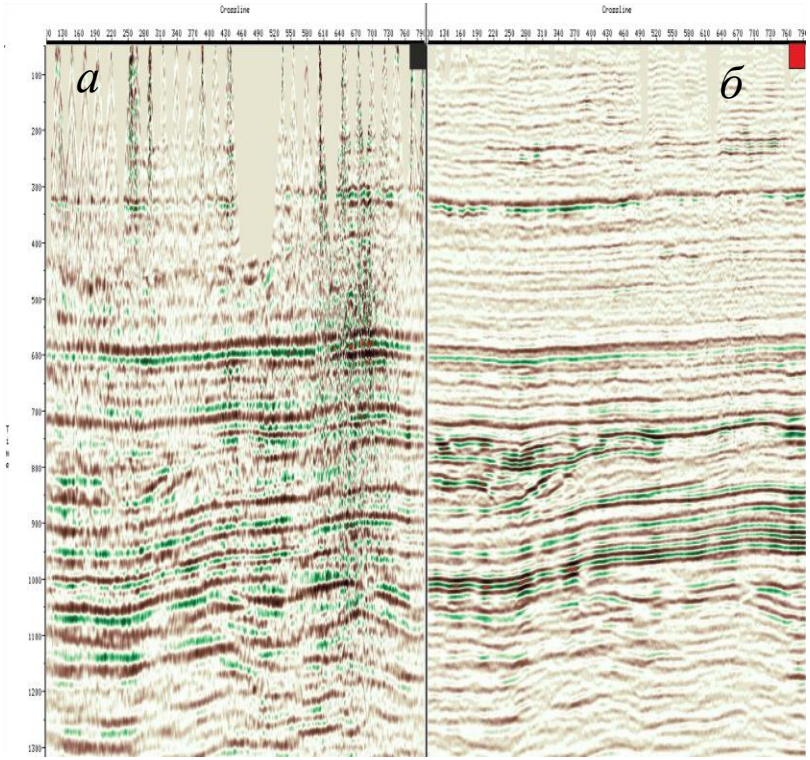
Суммарные временные разрезы: (а) без миграции; (б) после миграции

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

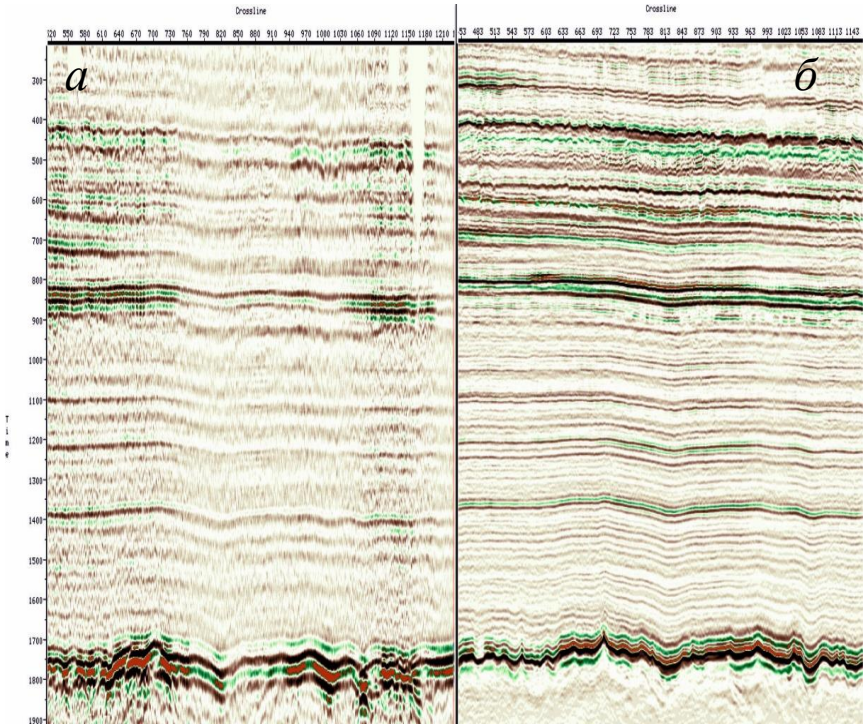
Основные процедуры

К результатам обработки



Суммарные временные разрезы
(а) по исходным сейсмограммам ОГТ; (б) окончательный временной разрез

Суммарные временные разрезы
(а) по исходным сейсмограммам ОГТ; (б) окончательный временной разрез

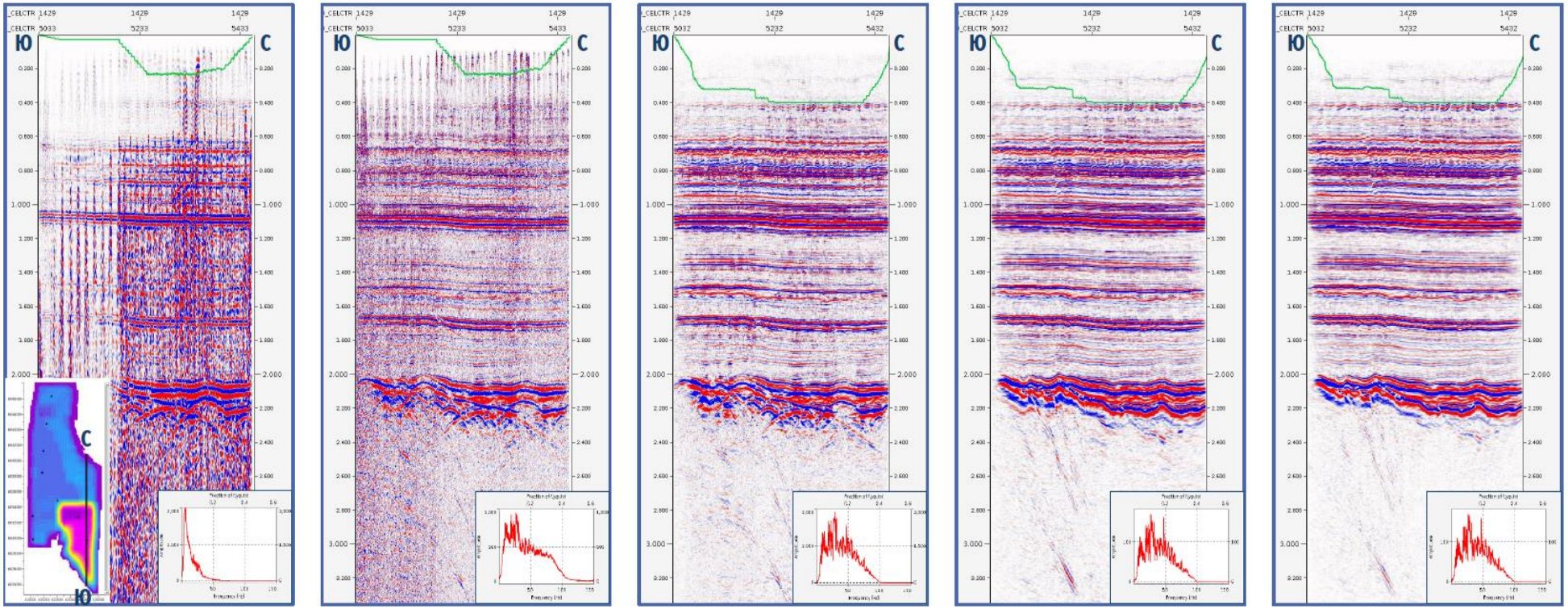


Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

К результатам обработки



Эволюция волнового поля в процессе обработки

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

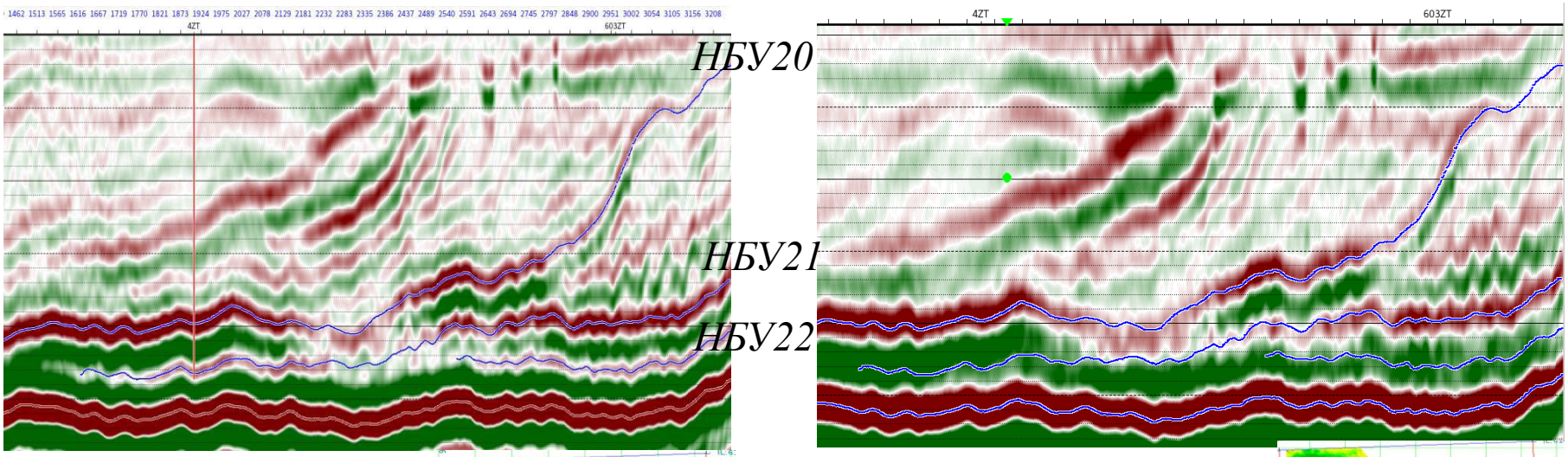
Структура обработки полевых сейсморазведочных материалов

Основные процедуры

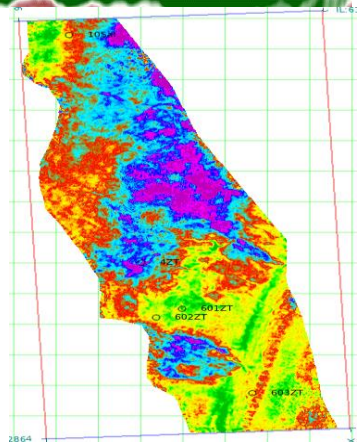
Временной разрез для задач кинематической интерпретации

Временной разрез для задач динамической интерпретации

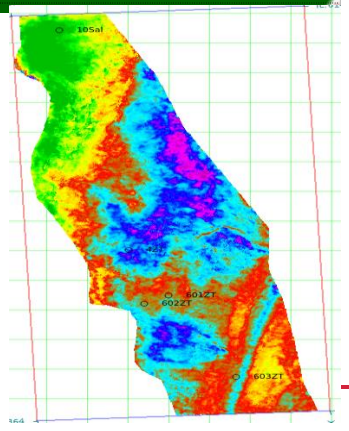
фрагмент в интервале ачимовских отложений



Расширение частотного спектра для детализации корреляции перспективного интервала



Карты RMS-амплитуд по НБУ21



Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

К **динамической обработке** *(обеспечение разрешенности полезной части сейсмической записи с сохранением истинных динамических особенностей регистрируемого волнового поля)* можно отнести извлечение их сейсмических материалов **дополнительной информации о кинематических и динамических характеристиках (сейсмических атрибутов)** волнового поля для целей последующего детального изучения особенностей строения геологической среды *(изучения не только структурно-тектонических, но и фациально-литологических особенностей геологического разреза, включая оценку коллекторских свойств и прогноз их нефтегазоносности)*.

Атрибуты сейсмической записи (сейсмические атрибуты)

(определяются по горизонту либо временном окне)

Кинематические атрибуты – преимущественно определяются и связаны с кинематическими свойствами волновых полей (время регистрации t_0, скорости $V_{ОГТ}$, интервалы между отражающими горизонтами, тренды отражающей границы, углы наклоны, азимуты, кривизна и др.; для выделения тектонических особенностей – когерентность, непрерывность сейсмической записи и т.п.).

Несут информацию о структурных особенностях среды.

Динамические атрибуты – связаны с динамическими свойствами сейсмической записи (амплитуда, энергия сейсмической записи, ее частотные и фазовые особенности, особенности затухания, градиенты изменения этих характеристик, характеристики дисперсии и др.).

Несут информацию о стратиграфических особенностях разреза, вещественном составе среды, коллекторских свойствах, характере насыщения.

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

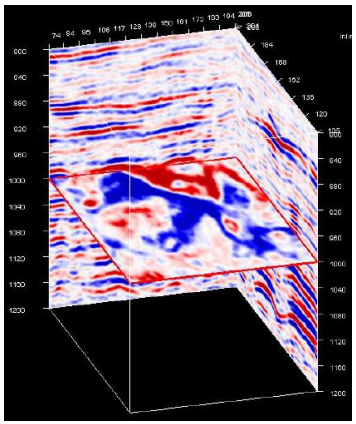
К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

Атрибуты сейсмической записи (сейсмические атрибуты)
(определяются по горизонту либо временном окне)

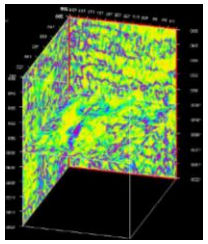
Количество рассматриваемых сейсмических атрибутов очень велико.

По **Бондареву В.И.** (2007)
атрибутов, извлекаемых из информации о времени прихода сейсмических волн –свыше 20,
атрибутов, извлекаемых из информации об амплитудах – около 30,
атрибутов, связанных с частотой и поглощением – свыше 20.

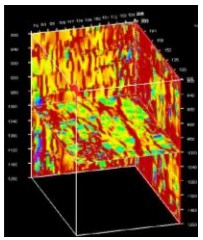
Кинематические атрибуты



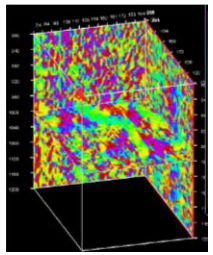
Исходная сейсмика



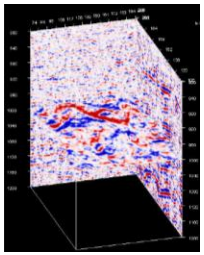
Угол наклона



Кривизна min

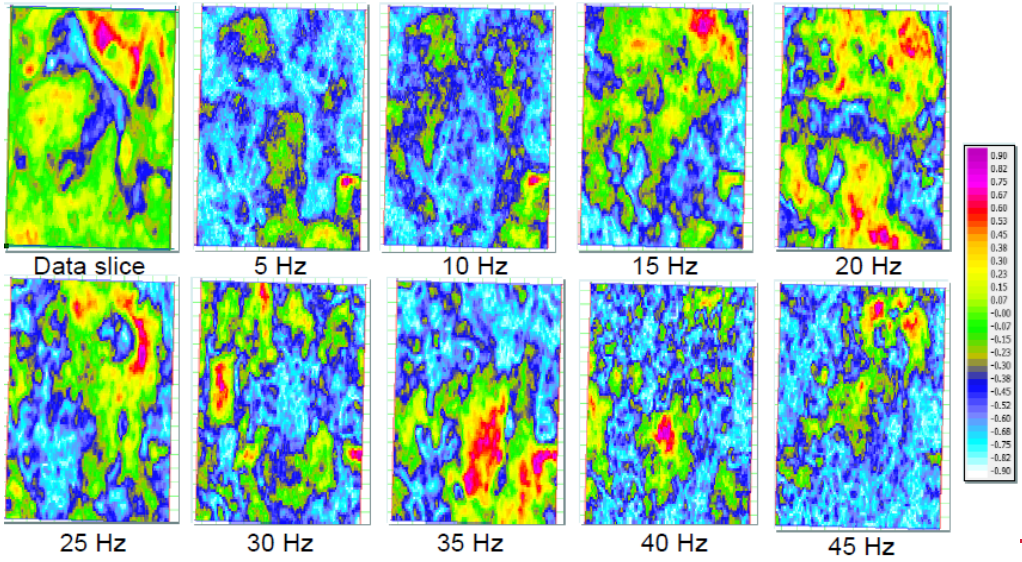


Азимут наклона



Производная по Y

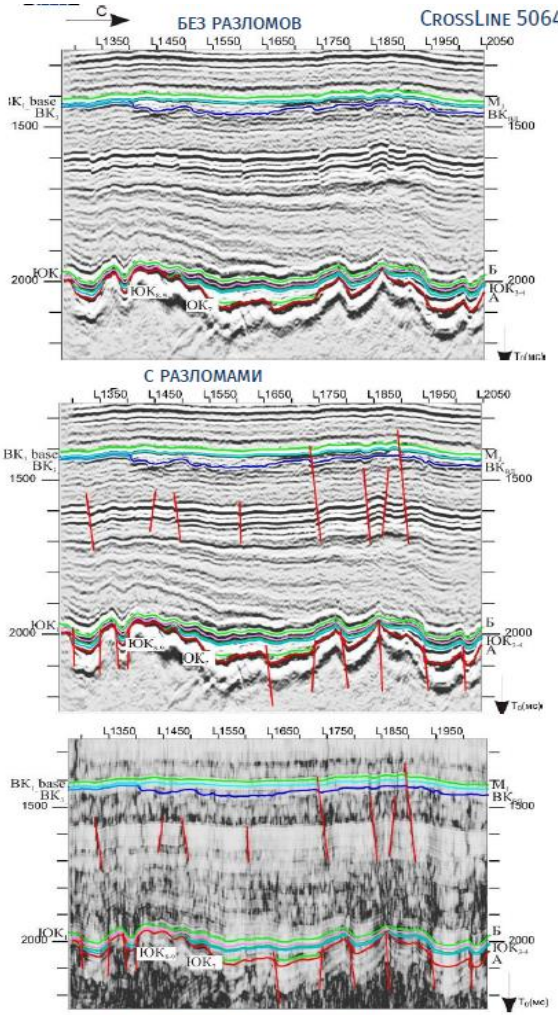
Спектральные атрибуты



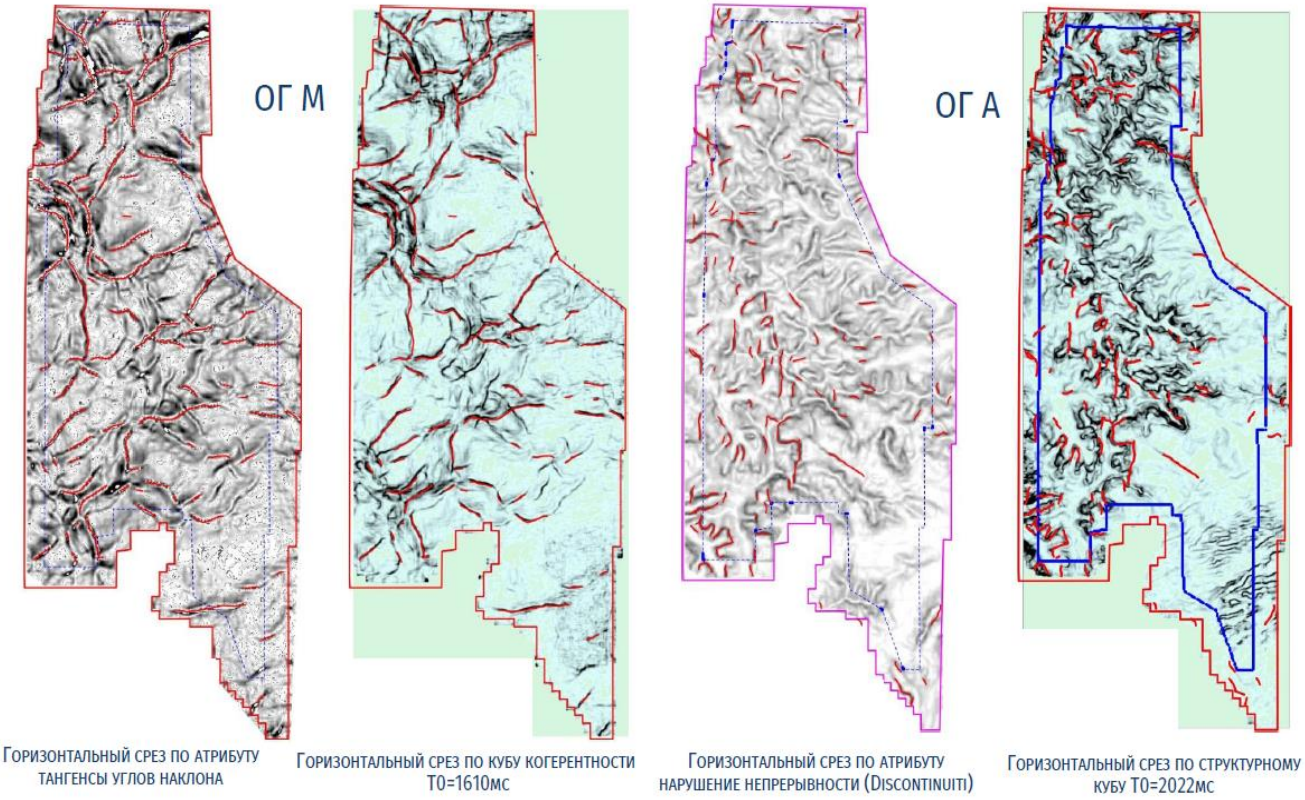
Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

Атрибутные изображения среды



Трассирование тектонических нарушений

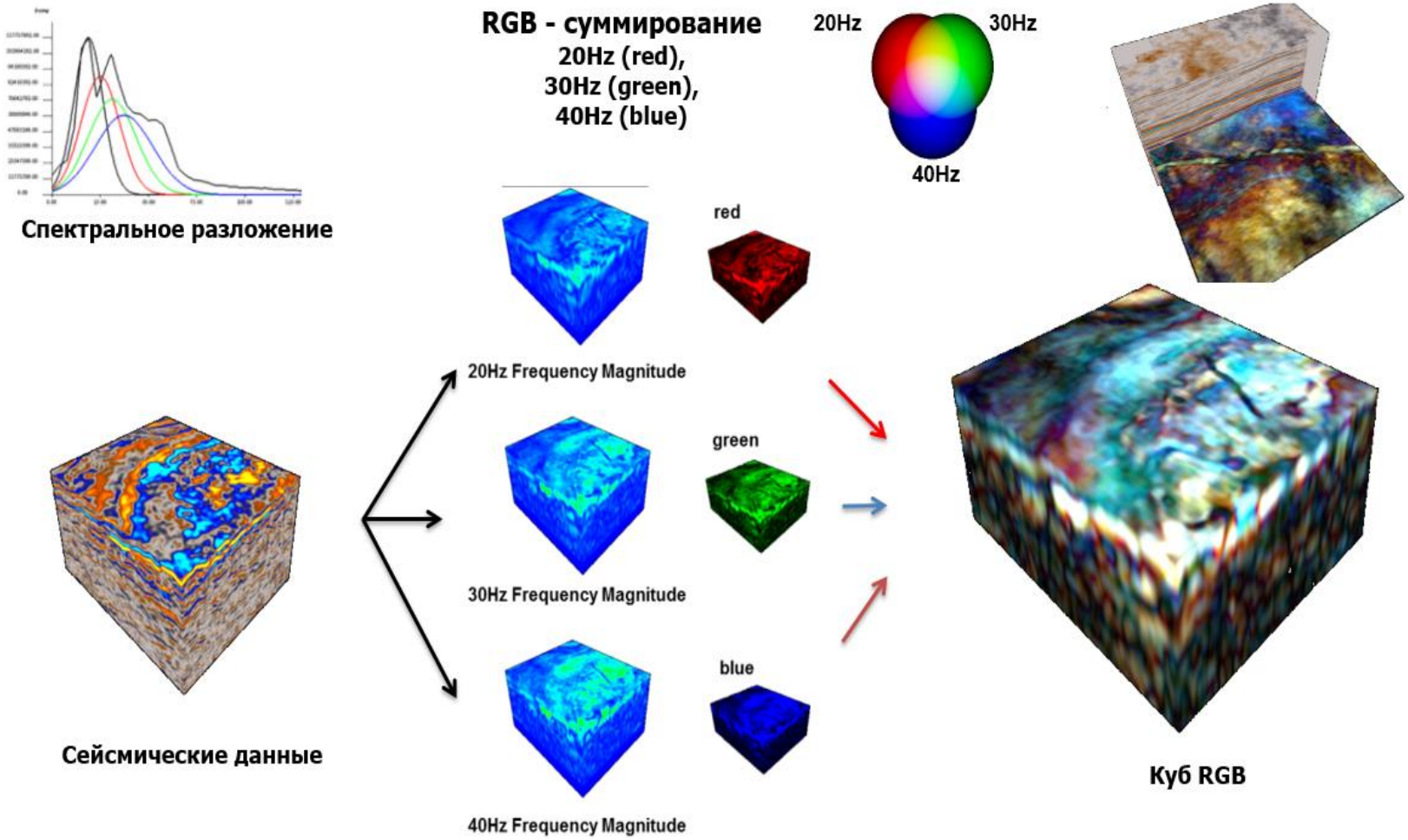


Когерентность *– характеристика разрыва сплошности исходного временного и волнового полей. Экстремумы этого атрибута в волновом варианте связывают с геологическими образованиями типа сбросов, разломов, нарушений сплошности.*

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

Атрибутные изображения среды (спектральная декомпозиция)

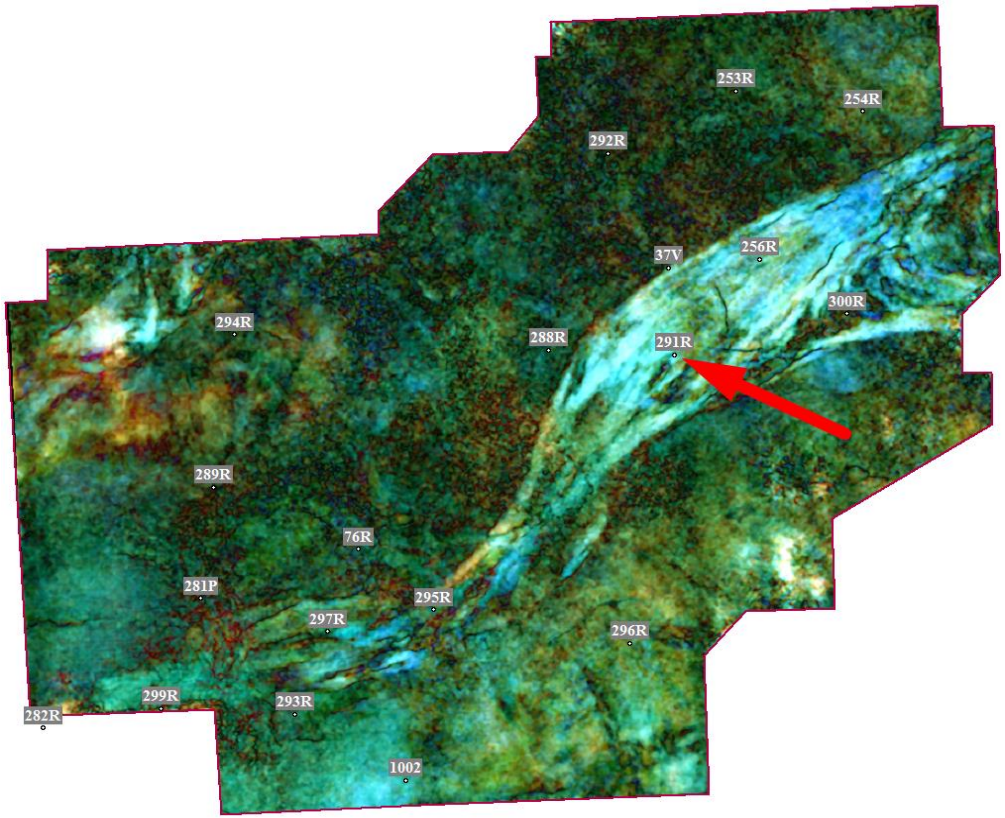


Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

Атрибутные изображения среды (спектральная декомпозиция)

Выделение объектов руслового генезиса



Предполагаемое русло в интервале викуловской свиты (горизонтальный срез RGB-куба)



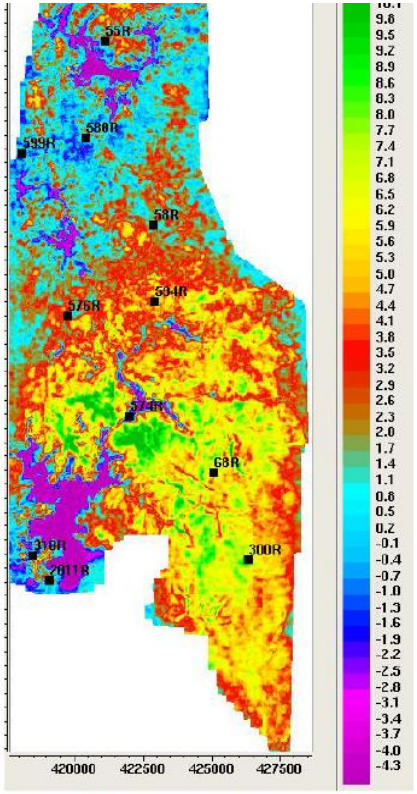
Аэрофотоснимок современного русла реки

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

К динамической обработке и интерпретации сейсмических данных

Количественный прогноз

Прогноз эффективных толщин



Мультиатрибут

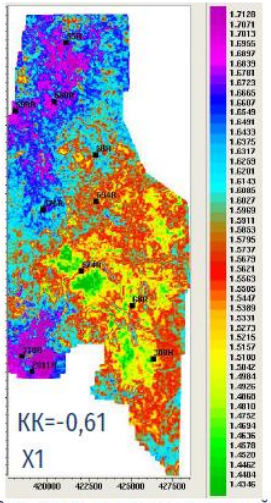


Схема минимальных значений Vp/Vs ОГ $ЮК_{3-4}$ – $ЮК_5$

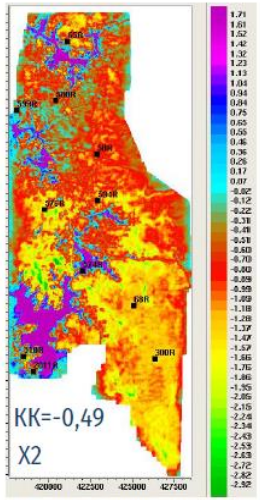


Схема средних амплитуд Интервал ОГ $ЮК_{3-4}$ - $ЮК_5$

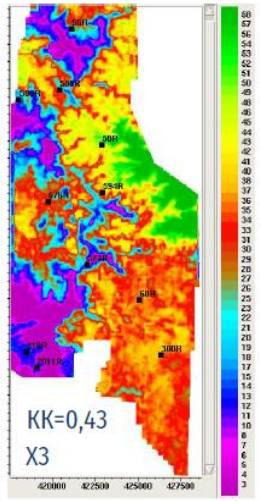
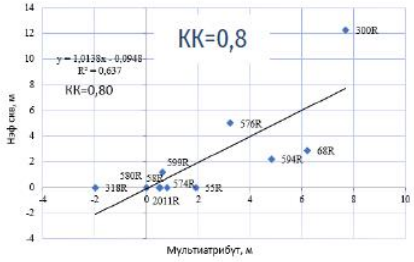


Схема dT между ОГ $ЮК_{3-4}$ и $ЮК_5$

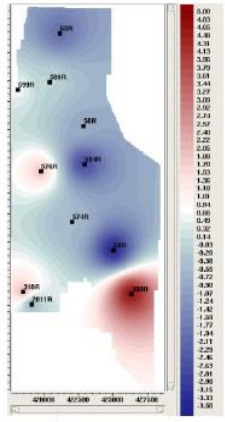
	VpVs	Ampl	dT
VpVs	1.0000	0.4392	0.4788
Ampl	0.4392	1.0000	0.5334
dT	0.4788	0.5334	1.0000

Матрица сходимости атрибутов

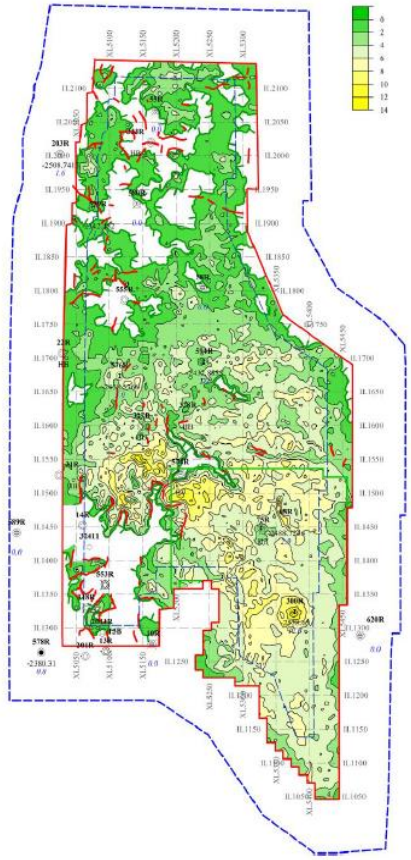
Нэф от 1,2 до 12,3 м
Погрешность прогноза 2 м



Корреляционная зависимость эффективных толщин пласта $ЮК_{3-4}$ и мультиатрибута



Карта невязок



Прогнозная карта эффективных толщин

Уравнение для мультиатрибута:
Y=-32,81*X1-2,23*X2-0,057*X3+55,597

Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

План семинаров/практических занятий по обработке/интерпретации

11.11.2025

1. Обработка сейсмических данных – 2 часа;

2. Петрофизическое обеспечение интерпретации сейсмических данных – 2 часа.

18.11.2025

1. Кинематическая (структурная) интерпретация сейсмических данных – 4 часа.

25.11.2025

1. Динамическая интерпретация сейсмических данных – 4 часа.

02.12.2025

1. Сиквенс-стратиграфический и сейсмофациальный анализ – 2 часа;

2. Геометризация залежей, оценка запасов и ресурсов – 2 час.

09.12.2025

1. Сейсмогеологическое сопровождение эксплуатационного бурения – 2 часа;

2. Практика комплексирования полевых геофизических методов при решении геологоразведочных задач – 2 час.