

Лекция 11. Модель сейсмической трассы. Общие сведения об обработке

Модель сейсмической трассы

Пусть геологический разрез состоит из ограниченного числа пластов с горизонтальными границами раздела и постоянными внутри каждого пласта упругими константами. Такой разрез принято называть горизонтально-слоистым. Введём следующие обозначения: v_i – скорость продольной упругой волны в i -том слое; h_i – эхо-глубина i -того слоя; k_i – коэффициент отражения от границы $(i-1)$ -го и i -того слоёв.

Время пробега отражённой волны по нормальному лучу при отражении от i -той границы может быть выражено формулой

$$t_0 = \frac{2 \cdot h_i}{v_{cp,i}} \quad (1)$$

где

$$v_{cp,i} = \frac{\sum \Delta h_i}{\sum \Delta h_i / \Delta v_i} = \frac{\sum v_i \cdot t_{0_i}}{\sum t_{0_i}} \quad (2)$$

и $\Delta h_i = h_i - h_{i-1}$ – мощность $(i-1)$ -го слоя.

Пусть также амплитуда падающей волны равна единице. Тогда падающую на отражающую границу волну можно выразить, используя функцию падающей волны вблизи источника $f(t)$, введя в аргумент функции задержку, равную времени пробега волны от источника до грани-

цы: $f\left(t - \frac{h_i}{v_{cp,i}}\right)$. В свою очередь, задержка для отражённой волны выражается формулой

(1), а амплитуда отражённой волны определяется значением коэффициента отражения. Сле-

довательно, отражённая волна описывается функцией $k_i \cdot f\left(t - \frac{2 \cdot h_i}{v_{cp,i}}\right)$. Если источник и приёмник не совмещены (удаление ПВ-ПП отлично от нуля), то волна приходит в произвольную точку профиля x с запаздыванием $t' = x/v_i^*$, где v_i^* – кажущаяся скорость. Таким образом, отражённая волна в произвольной точке наблюдений задаётся функцией

$$k_i \cdot f\left(t - \frac{2 \cdot h_i}{v_{cp,i}} - x/v_i^*\right).$$

Сейсмическую трассу, зарегистрированную сейсмоприёмником, можно выразить как суперпозицию всех волн:

$$F(t) = \sum k_i \cdot f\left(t - \frac{2 \cdot h_i}{v_{cp,i}} - x/v_i^*\right) \quad (3)$$

Пусть $\tau = \frac{2 \cdot h_i}{v_{cp,i}} + x/v_i^*$, тогда

$$F(t) = \sum k_i \cdot f(t - \tau) \quad (4)$$

Из формулы (4), в частности, следует, что раздельная регистрация отражённых волн от каждой границы возможна только в том случае, если интервал времени прихода между ними больше длительности их колебаний.

В случае тонких слоёв формируются многофазные группы колебаний, образующий сложную волну, которая характеризует всю пачку слоёв целиком.

Устремим мощности слоёв к бесконечно малой величине, тогда горизонтально-слоистая среда перейдёт в непрерывную, для которой бесконечно малому интервалу $d\tau$ соответствует изменение коэффициента отражения $dk(\tau) = k(\tau)d\tau$, а запись элементарного отражения будет выражаться зависимостью $dF(t) = dk(\tau) \cdot f(t - \tau)$. Следовательно, сейсмическую трассу можно выразить интегралом

$$F(t) = \int_0^t k(\tau) \cdot f(t - \tau) d\tau \quad (5)$$

Формула (5) представляет собой *интеграл* свёртки. В сокращённом виде можно записать

$$F(t) = k(t) * f(t) \quad (6)$$

Операции свёртки во времени соответствует операция перемножения частотных спектров.

А следовательно, свёрткой описываются те же преобразования данных, что и при частотной фильтрации. Можно сказать, что полевая сейсмограмма – это результат фильтрации некоторой сейсмограммы, обусловленной свойствами геологического разреза, через функцию распределения коэффициентов отражения $k(t)$.

В реальности регистрируется множество различных типов волн, помимо однократно-отражённых. Кроме того, сейсмоприёмник реагирует на случайные шумы (ветер, дождь, снег, «треск» льда и т.п.), поэтому свёрточная модель трассы должна быть усложнена. Так, первым и простейшим усложнением является добавление в модель аддитивной составляющей некоррелируемого шума $n(t)$: $F(t) = k(t) * f(t) + n(t)$.

Для получения качественного сейсмического разреза необходимо принять все меры, чтобы

записи однократно-отражённых волн по интенсивности превышали все остальные типы волн. Эти меры включают в себя ряд процедур обработки сейсмических трасс, в частности:

- частотную фильтрацию;
- направленный приём волн;
- накапливание от нескольких ПВ;
- суммирование по ОСТ.

Частотная фильтрация

Фильтрация применяется для ослабления волн-помех, форма колебаний которых отличается от формы колебаний полезных волн.

Во временной области: сигнал на выходе фильтра описывается соотношением

$$F_{\text{вых}}(t) = \int F_{\text{вх}}(t) \cdot h(\tau - t) dt \quad (7)$$

где $h(t)$ – временная характеристика фильтра.

Зависимость (7) легко получить, если сейсмический сигнал на входе фильтра $F_{\text{вх}}(t)$ предста-

вить в виде суперпозиции дельта-импульсов $\delta(t - \tau) = \begin{cases} \infty, & t = \tau \\ 0, & t \neq \tau \end{cases}$. Временная характери-

ка фильтра – его отклик на единичный импульс. А выходной сигнал тогда будет представлен интегральной суммой откликов на все единичные импульсы с учётом их запаздывания.

В дискретном виде можно записать

$$F_{\text{вых}}(k) = \sum_{m=0}^N F_{\text{вх}}(m \Delta t) \cdot h(k \Delta t - m \Delta t) \quad (8)$$

Фактически для выполнения свёртки двух функций требуется взять вторую функцию в обратном времени и, изменяя величину задержки между функциями, просуммировать попарные произведения отсчётов для получения выходного отсчёта при заданной величине сдвига.

В частотной области: амплитудно-частотный спектр сейсмического сигнала произвольной формы на выходе фильтра равен произведению амплитудно-частотного спектра сигнала на его входе и амплитудно-частотной характеристики фильтра, а фазовый спектр равен сумме указанных спектров.

Особенности цифровой фильтрации

Пусть сигнал на входе фильтра имеет конечную длительность $[0; T]$ и конечный спектр $(-f_{\text{гп}}; f_{\text{гп}})$. Такое предположение, конечно, внутренне противоречиво – ведь ограниченный по времени сигнал имеет бесконечный спектр и наоборот; но для реальных сигналов можно счи-

тать, что основная часть энергии сосредоточена в ограниченном диапазоне частот, а остальные частоты отбросить как не вносящие существенного вклада. После дискретизации с шагом Δt получим $m = \frac{T}{\Delta t}$ отсчётов, где $\Delta t = \frac{1}{2 \cdot f_N}$. Ограниченный по времени сигнал

можно заменить периодическим с периодом T . Спектр любого периодического сигнала дискретен, расстояние между спектральными линиями определяется как $\Delta f = \frac{1}{T} = \frac{1}{m \cdot \Delta t}$.

Число спектральных линий равно $\frac{f_N}{\Delta f} = \frac{1/2 \Delta t}{1/m \Delta t} = \frac{m}{2}$. Можно показать, что если периодический сигнал имеет дискретный спектр, то дискретный сигнал имеет периодический спектр с периодом $2f_N$. Периодические спектры не накладываются друг на друга, а следовательно, не искажаются в искомой полосе частот. Дискретной периодической функции соответствует пара преобразований Фурье:

$$\begin{aligned} S(f_n) &= \Delta t \cdot \sum_{k=0}^{N-1} F(t_k) \cdot e^{-j \cdot 2\pi f_n t_k} \\ F(f_k) &= \Delta t \cdot \sum_{n=0}^{N-1} S(f_n) \cdot e^{+j \cdot 2\pi f_n t_k} \end{aligned} \quad (9)$$

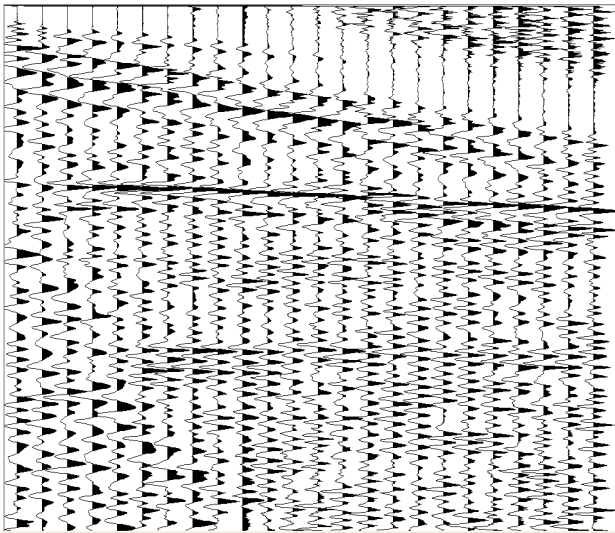
Типы частотных фильтров

Если известно, что во всем диапазоне частот существует только определённая область, где энергия сигнала преобладает над энергией помех, то эту информацию можно использовать для создания фильтра обнаружения сигнала, пропускающего только те составляющие спектра, где превалирует сигнал, и подавляющего все остальные составляющие. В зависимости от пропускаемых / подавляемых частот применяются 4 типа фильтров. Полосовой фильтр (ПФ) – фильтр, пропускающий частоты, находящиеся в заданном диапазоне и подавляющий все остальные частоты. Фильтр низких частот (ФНЧ) – это фильтр, пропускающий частоты ниже заданной граничной частоты и подавляющий более высокие частоты. Анти-алийсинг-фильтр также относится к классу ФНЧ. Фильтр высоких частот (ФВЧ) – это фильтр, пропускающий частоты выше заданной граничной частоты и подавляющий более низкие частоты. Обычно ФВЧ используются для подавления низкочастотных поверхностных волн-помех на сейсмограмме. Режекторный фильтр (РФ) – это фильтр, обеспечивающий эффективное подавление гармоник с заданной частотой.

Примеры фильтрации данных различными фильтрами приведены на рис.1. Частотные характеристики фильтров приведены на рис. 2.

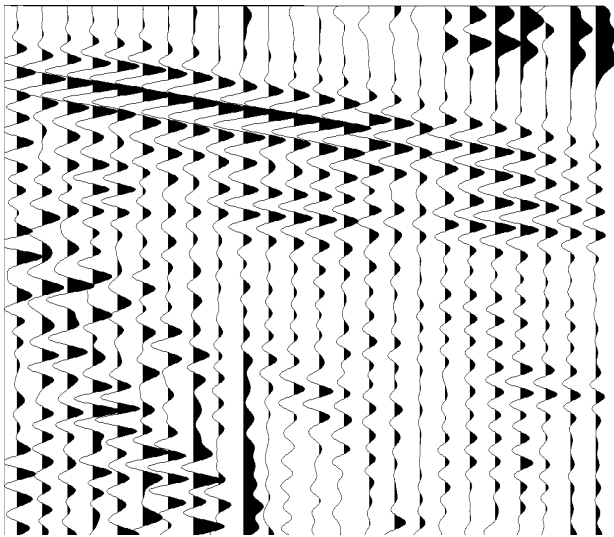
Рис. 1. Преобразование данных
различными фильтрами.

В скобках указаны параметры трапеци-
идального фильтра: частоты $f_1 - f_2 - f_3 - f_4$:
($f_2 - f_3$) – полоса пропускания (выделена
полужирным шрифтом);
 f_1, f_4 характеризуют склон частотной ха-
рактеристики фильтра.

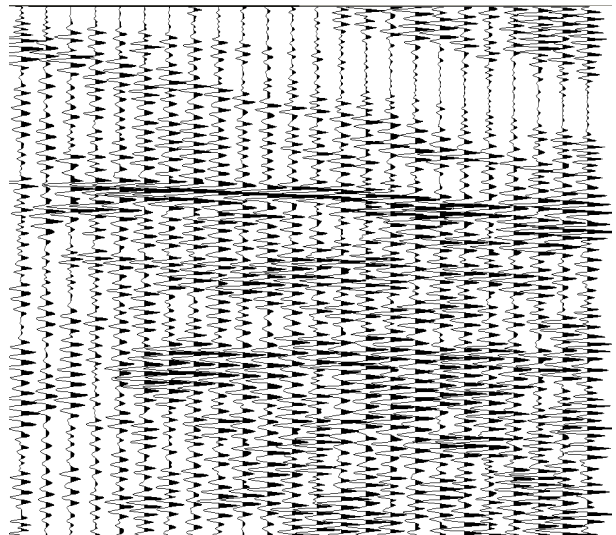


а) Исходные данные

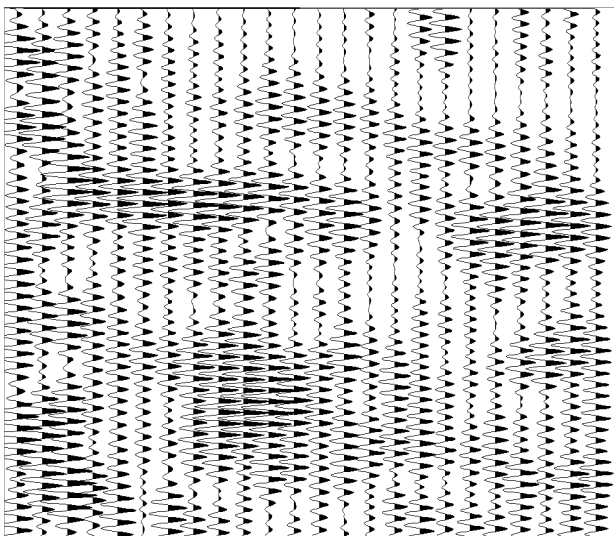
(в спектре представлены частоты **0 – 500 Гц**)



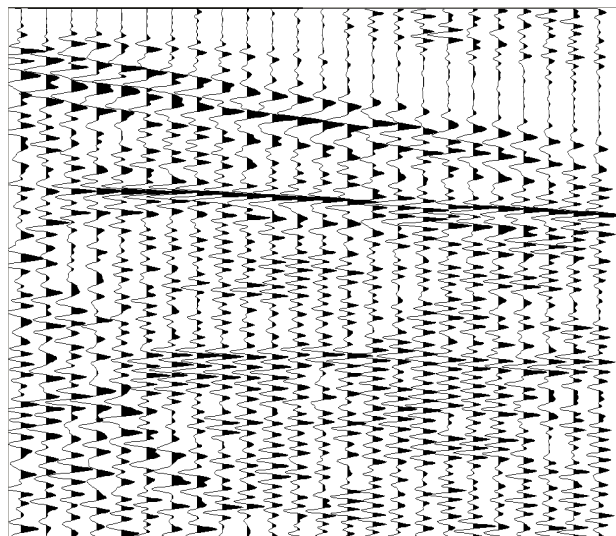
в) Данные после фильтрации ФНЧ
(0-0-70-150 Гц)



б) Данные после фильтрации ФВЧ
(170-280-500-500 Гц)



г) Данные после фильтрации ПФ в узкой по-
лосе частот (180-210-230-250 Гц)



г) Данные после фильтрации ПФ в широкой
полосе частот (50-90-320-370 Гц)

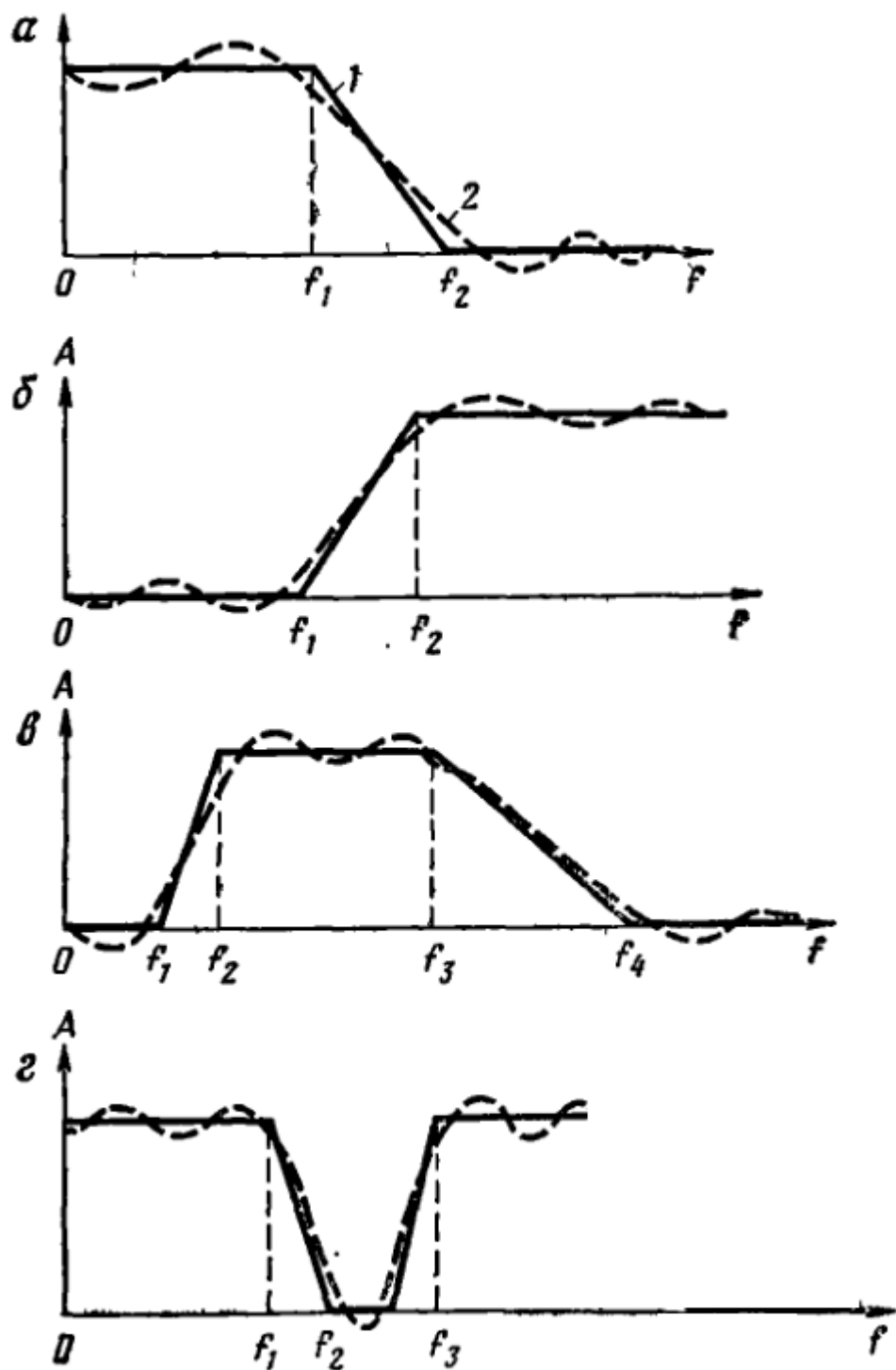


Рис. 2. Частотные характеристики фильтров (по кн. Сейсморазведка. Справочник геофизика. Книга вторая / п.ред. В.П. Номоконова. - М.: Недра, 1990.)

а) — ФНЧ,

б) — ФВЧ,

в) — ПФ,

г) — режекторный

1 — идеальная характеристика; 2 — реальная.

Все рассмотренные фильтры являются трапецеидальными, то есть задаются, как правило, четырьмя значениями частот: две центральные частоты соответствуют полосе пропускания; сигнал на данных частотах проходит сквозь фильтр неискажённым; две крайние частоты соответствуют полному подавлению сигнала и определяют крутизну склона характеристики фильтра. Крутизна склона может также задаваться в децибелах на октаву – в уровне подавления сигнала при изменении частоты в два раза.

Нецелесообразность использования идеальных фильтров с прямоугольными характеристиками иллюстрируется следующим примером. Рассмотрим идеальный прямоугольный фильтр с полосой пропускания $(f_1; f_2)$. Если считать, что фазово-частотная характеристика фильтра тождественна нулю (фильтр нуль-фазовый), то получим следующее выражение для частотной характеристики фильтра:

$$S_n = \begin{cases} 1; f_1 \leq n \leq f_2 \\ 0; n < f_1, n > f_2 \end{cases} \quad (10)$$

Найдём обратное преобразование Фурье – временную характеристику фильтра:

$$F_k = \sum_{n=f_1}^{f_2} e^{+j2\pi \frac{nk}{N}} \quad (11)$$

Формула (11) представляет собой геометрическую прогрессию. Сумма её членов равна:

$$F_k = \frac{e^{+j2\pi \frac{f_2 k}{N}} - e^{+j2\pi \frac{f_1 k}{N}}}{1 - e^{+j2\pi \frac{k}{N}}} \quad (12)$$

Получили разность двух синусоид с частотами, соответствующими полосам пропускания, модулированную множителем, стоящим в знаменателе.

При $k \ll N$ $e^x \approx x$, т.е. затухание происходит пропорционально $\frac{1}{t}$, достаточно медленно.

Чтобы снизить уровень пульсаций, необходимо уменьшать крутизну склонов частотной характеристики.

Обратные фильтры

Обратная фильтрация (обратная свёртка, деконволюция, развёртка) — это операция, обратная свёртке сигналов. В общем случае целью деконволюции является поиск решения уравнения свёртки, заданного в виде: $F(t) = f(t) * k(t)$, где $F(t)$ – записанный сигнал; $f(t)$ – сигнал,

описывающий функцию волны вблизи источника; $k(t)$ – последовательность коэффициентов отражения, характеризующая геологический разрез.

В частотном виде $\Psi(f) = \Phi(f) \cdot K(f)$, т. е. для восстановления функции K требуется найти фильтр с частотной характеристикой $H(f) = \frac{1}{\Phi(f)}$, обратной спектру сигнала. Отсюда и название фильтра.

В геофизике деконволюция применяется для сжатия сигналов с целью повышения временного или пространственного разрешения результатов измерений

Компенсация сферического расхождения

На исходных сейсмических трассах можно наблюдать весьма заметное уменьшение амплитуды со временем. Обычно это уменьшение отражает влияние различных эффектов затухания, воздействующих на сейсмический импульс в процессе его распространения в среде.

Механизм затухания обусловлен действием разных факторов. Считается, что главными из них являются следующие:

- геометрическое расхождение в соответствии с законом обратных квадратов;
- потери энергии при прохождении границ в результате перераспределения сейсмической энергии на границе;
- поглощение за счёт неупругого распространения волн;
- рассеяние на локальных неоднородностях (дифракционные эффекты).

Из всех вышеперечисленных факторов только первый фактор может быть учтён в процессе обработки сейсмических записей достаточно приемлемым образом. Все остальные механизмы затухания довольно дискуссионны, и в настоящее время не существует единого подхода к учёту их влияния. Рассмотрим методы учёта.

Колебания от отдельного возбуждения (взрывного, вибрационного, импульсного и т.п. источника) можно приближённо рассматривать как сферическое волновое поле точечного источника.

Разрез оказывает на такое распространяющееся волновое поле два воздействия:

1. В однородной среде плотность энергии уменьшается пропорционально $\frac{1}{r^2}$, где r - радиус волнового фронта.

2. Частотный состав первоначального сигнала источника изменяется в зависимости от времени по мере распространения. В частности, высокие частоты поглощаются быстрее, чем низкие частоты, вследствие внутреннего затухания в породах.

Таким образом, амплитуда волны пропорциональна квадратному корню плотности энергии. На практике скорость обычно возрастает с глубиной, что приводит к дальнейшему расхождению волнового фронта и более быстрому уменьшению амплитуд с расстоянием.

Исходя из этого, можно предусмотреть несколько типов функций для компенсации геометрического расхождения:

(1) Наиболее простой способ - умножение амплитуд трассы на линейно растущую функцию коррекции затухания - $g(t)=Ct$, где C - некоторая константа. Это даст компенсацию расхождения в однородной среде с постоянной скоростью без поглощения.

(2) Для слоистого разреза (где скорость может являться сложной функцией времени) затуха-

ние амплитуд может быть приблизительно описано как $\frac{1}{g(t)} \simeq \frac{v_0}{v_{RMS}^2(t) \cdot t}$, где t - полное время пробега, а $v_{RMS}(t)$ - среднеквадратическая скорость однократных отражений, определяемая

как:
$$v_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{t_0} \cdot \sum_{i=1}^N v_{i,um}^2 \cdot \Delta t_{0i}}.$$

Можно также использовать более строгое - зависящее от удаления и времени - описание функции поправки за геометрическое расхождение.

Статические поправки

Статические поправки вводятся в трассы для исключения влияния рельефа местности, поверхностных неоднородностей и приведения пунктов возбуждения и приёма колебаний к единому уровню, называемому *уровнем приведения обработки*.

Время регистрации каждого отражения на сейсмограмме ОГТ с пунктом взрыва i и пунктом приёма j может быть представлено выражением

$$T_{ij} = T_0 + \tau_k + \Delta_\epsilon + \Delta_n + \delta \Delta \quad (13)$$

где T_0 — двойное время хода луча от линии приведения до границы;

τ_k — кинематическая поправка;

$\Delta_\epsilon, \Delta_n$ — статические поправки в пунктах соответственно взрыва и приёма.

$\delta \Delta$ - погрешность ввода статических поправок (т. н. остаточная статика)

Величина статических поправок одина для всей трассы, отсюда название.

Фактически статические поправки представляют собой разность действительного времени регистрации и предполагаемого времени при условии, что ПВ и ПП находятся на линии приведения. Рассмотрим модель – рис. 1. Пусть в некоторой точке профиля, где расположен ПП, превышение рельефа над линией приведения равно h_{pn} , а в точке профиля, где расположен

ПВ, - h_{pv} . Тогда поправки за ПП и ПВ соответственно будут равны: $\Delta_n = \frac{h_{pn}}{v_{cp,n}}$ и $\Delta_6 = \frac{h_{pv}}{v_{cp,6}}$

, где $v_{cp,n}$ и $v_{cp,6}$ – средние скорости упругих волн до линии приведения в точках ПП и ПВ.

Осложняющим фактором при вычислении статических поправок является наличие в верхней части разреза (ВЧР) так называемой зоны малых скоростей (ЗМС) – переменной по мощности зоны, в которой породы разуплотнены и характеризуются анизотропией физических свойств, что делает невозможным установление параметров данной части разреза.

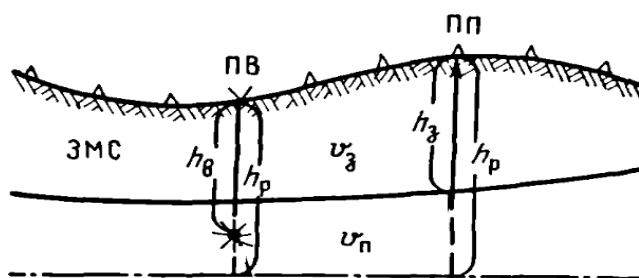


Рис. 1. Модель зоны малых скоростей

Как правило, известно только значение средней скорости волн в породах, расположенных под ЗМС. Обозначим эту скорость v_n . Тогда статическая поправка будет состоять из двух частей: поправки за ЗМС и поправки за участок ВЧР под ЗМС до линии приведения.

$$\Delta_n = \frac{h_{pn}}{v_{cp,n}} = \frac{h_{zn}}{v_3} + \frac{h_{nn}}{v_n} = \frac{h_{zn}}{v_3} + \frac{h_{pn} - h_{zn}}{v_n} \quad \text{и} \quad \Delta_6 = \frac{h_{pv}}{v_{cp,6}} = \frac{h_{z6}}{v_3} + \frac{h_{n6}}{v_n},$$

где v_3 – скорость в ЗМС; h_{z6} , h_{zn} – мощности ЗМС; h_{n6} , h_{nn} – мощности участка от подошвы ЗМС до линии приведения (индекс П соответствует параметру, измеренному в точке ПП, индекс В – параметру в точке ПВ).

При взрывном возбуждении колебаний скважины бурятся под подошву ЗМС, в таком случае при измерении времени пробега прямой волны от точки возбуждения до установленного на поверхности земли вблизи устья скважины сейсмоприёмника удаётся установить среднюю

скорость в ЗМС, тогда $t_e \approx \frac{h_e}{v_3}$. Параметр t_e называется вертикальным временем, h_e – глуби-

на скважины. Следовательно, $\Delta_e = t_e + \frac{h_{pe} - h_e}{v_n}$.

Поправка, вводимая в трассу, складывается из поправки за ПВ и поправки за ПП.

В общем случае величины h_p находят по нивелировочному разрезу сейсмического профиля. Остальные параметры - h_3 , v_3 и v_n специально оцениваются, обычно по данным вспомогательных работ, проводимых специально для изучения строения ВЧР и ЗМС.

Кинематические поправки

Ввод кинематических поправок в сейсмограммы ОСТ осуществляют с целью приведения осей синфазности отражённых волн к линии $t_0 = const$, где t_0 — двойное время пробега волны по лучу, нормальному к границе раздела, т. е. время регистрации при совмещённом положении источника и приёмника сейсмических колебаний. Выражение, определяющее кинематическую поправку τ для данного пункта приема, расположенного на удалении x от источника, имеет вид

$$\tau(t_0, x) = t(x) - t_0 \quad (14)$$

где $t(x)$ — время регистрации отраженной волны в пункте приёма на удалении x .

При аппроксимации исследуемого разреза однородной моделью с плоскими границами раздела расчет кинематической поправки может быть выполнен по простой формуле

$$\tau(t_0, x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{OCT}^2(t_0)}} - t_0 \quad (15)$$

При обработке сейсмограмм на ЭВМ кинематические поправки вводят во все отсчеты сейсмических трасс, исходя из того, что любой отсчет на записи может принадлежать вступлению однократной отраженной волны. Поправки $\tau(t_0, x)$ рассчитывают с точностью до шага квантования dt исходной записи.

Ввод кинематических поправок в сейсмическую трассу состоит в том, что времена всех ее отсчетов уменьшаются на соответствующие величины $\tau(t_0, x)$.

Ввод кинематических поправок в сейсмическую запись вызывает искажение формы волновых импульсов, а именно — их растяжение во времени (рис. 2). Действительно, кинематические поправки для данной трассы постепенно уменьшаются, что соответствует выполажива-

нию годографов отраженных волн по мере увеличения времени их прихода.

Вследствие этого поправки оказываются неодинаковыми для различных отсчетов одного и того же сейсмического импульса. Время вступления волны в момент t уменьшается поправкой на наибольшую величину $\tau(t)$, а во время последнего отсчета, принадлежащего этой волне, вводится наименьшая поправка $\tau(t+T)$, где T — длительность колебания. Происходящее при этом растяжение сейсмического импульса характеризуется коэффициентом

$$k = \frac{\tau(t) - \tau(t+T)}{T} \quad (16)$$

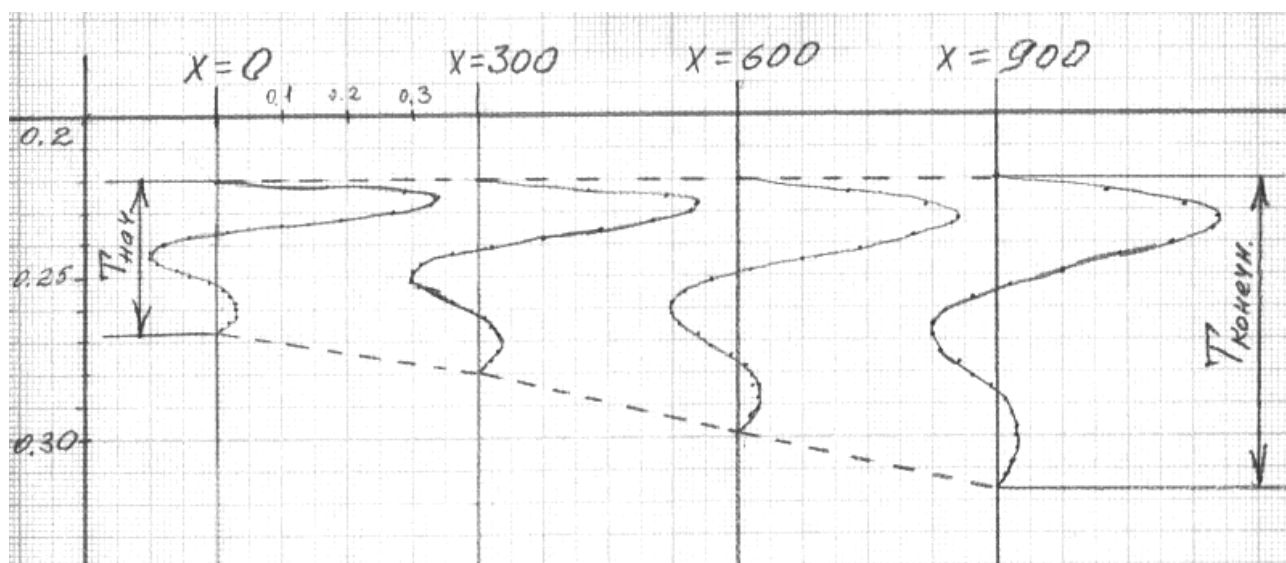


Рис. 2. Оценка растяжения импульса во времени и по частоте

Коэффициент растяжения зависит от быстроты изменения кинематической поправки во времени. Он возрастает с увеличением x и уменьшением t . Для одной и той же отраженной волны, наблюдаемой на различных удалениях от источника, искажения формы, вызванные растяжением импульсов, оказываются неодинаковыми. Это снижает эффект суммирования полезных волн, на котором основан метод ОСТ и некоторые другие способы обработки данных многократного сейсмического профилирования. Поэтому из обработки исключают начальные участки сейсмических трасс, где деформация колебаний, вызываемая введением кинематических поправок, превышает допустимые пределы.

Граф обработки данных

Обобщая сведения о последовательности и составе процедур обработки сейсмических данных, можно составить *граф обработки* — набор процедур, которые должны быть применены к каждой трассе для улучшения соотношения сигнал/помеха, выделения отражённых волн и

построения разреза, отражающего геологическое строение района. Стандартный граф обработки приведён на рис. 3.



Рис. 3. Структура графа обработки