



## ФОРМА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ ВЗРЫВНЫХ ИСТОЧНИКОВ

**В.Н. Разнатов**

*E-mail: raznatov@yandex.ru*

Форма сейсмических импульсов взрывных и импульсных источников при проведении сейсморазведочных работ всегда представляется уже в виде, преобразованном средой и сейсмоприемным каналом. Изображение сейсмического импульса выглядит в виде колебательного процесса, состоящего из нескольких полупериодов. При этом создается впечатление, что при распространении сейсмического импульса происходят колебания частиц в земной среде, которые регистрируются сейсмоприемным каналом. В действительности это не соответствует реальным процессам, происходящим в среде при распространении сейсмического импульса.

В данной статье дается описание модели исходной формы сейсмического импульса взрывного источника, которая графически представляется в виде колокола. Форма электрического на выходе сейсмоприемного канала определяется результатом двукратного или трехкратного дифференцирования преобразователем (акселерометр или геофон) исходного сейсмического импульса, частотный спектр которого подвергается действию сложного фильтра нижних частот, функцию которого выполняет многослойная среда распространения сейсмических волн.

*Сейсмический импульс, источник взрывчатки, канал записи, сейсмическая волна, дифференциация, многослойная среда.*

### THE SEISMIC WAVEFORMS OF EXPLOSIVE SOURCES

**V.N. Raznatov**

*E-mail: raznatov@yandex.ru*

Seismic waveforms of explosive and impulsive sources used for seismic investigations have been always represented after their transformation by the subsurface and the recording channel. Seismic pulse is displayed as a wave train consisting of several half-periods. And one can get the impression that the ground particles oscillate during the seismic wave propagation, and these oscillations are recorded by a seismic channel. In fact, this representation does not correspond to real processes taking place in the subsurface and during the propagation of a seismic pulse.

In this paper we describe a model of the initial seismic pulse of an explosive source, and this pulse is graphically represented in the form of a bell. The electrical wavelet at the output of the seismic channel is a result of two-fold or three-fold differentiation by a transducer (an accelerometer or a geophone). And the frequency spectrum of the initial seismic pulse is subjected to complex low-pass filtering by multi-layer geological medium where seismic pulses propagate.

*Seismic pulse, explosive source, recording channel, seismic waveform, differentiation, multi-layer medium.*

### ВВЕДЕНИЕ

Вопрос формы сейсмических импульсов, излучаемых взрывными и импульсными источниками, а также преобразования ее средой и приемными каналами остается до настоящего времени открытым. В учебниках по сейсморазведке [1, 2] движение частиц среды в сферическом фронте взрывного источника сейсмических волн представляется в виде колебательного процесса (импульсоиды). При этом амплитудно-частотная характеристика среды распространения сферического фронта источника сейсмических волн представляется в виде характеристики фильтра верхних частот 2-го порядка. Такие выводы сделаны применительно к распространению сейсмических волн в абсолютно упругой среде. Однако реальная среда не является абсолютно упругой. Это приводит к значительным отличиям возникновения и распространения сейсмического импульса взрывных источников в реальной среде по сравне-

нию с идеально упругой средой. Частотная характеристика реальной многослойной среды, каждый слой которой соответствует фильтру нижних частот первого порядка со своей частотой среза, изменяет спектральный состав регистрируемых сейсмических импульсов в точках наблюдения. В данной статье производится анализ формы сейсмического импульса от взрывного источника в реальной среде, преобразования ее средой и в сейсмоприемном канале.

#### **1. Форма сейсмических импульсов при использовании взрывных источников в реальной среде**

Для решения задачи определения формы сейсмического импульса, генерируемого взрывным источником, используется следующая модель взрыва в реальной среде при проведении сейсморазведочных работ. Как правило, возбуждение сейсмических волн от

взрывного источника в различных точках поверхности среды происходит на глубине 7–10 м однократно. Энергия от такого взрыва в начальный момент расходуется на разрушение, нагрев и придание кинетической энергии разрушенной части среды, в которой производится взрыв. Из массы разрушенной части среды образуется сферический фронт, энергия движения которого на первом этапе будет превышать предел прочности среды, что приведет к ее дополнительным разрушениям. При снижении кинетической энергии сферического фронта до уровня ниже предела прочности среды начинается процесс линейной передачи частицам среды энергии сферического фронта, состоящего из всей разрушенной части среды. Процесс смещения частиц среды в области ее линейных деформаций завершается при полном расходовании всей кинетической энергии сферического фронта. При этом смещение частиц среды достигает максимального своего значения. Далее начинается естественный процесс возвращения частиц среды в исходное состояние. Механизм передачи кинетической энергии сферического фронта в среде связан с атомной и молекулярной ее структурой. Чем выше плотность среды распространения сейсмического воздействия тем быстрее передается движение от одной частицы к другой. Процесс возрастания смещения частиц среды и возвращения их в исходное состояние происходит по экспоненциальному закону со скоростью, присущей среде, в которой был проведен взрыв. Аналитическое выражение формы сейсмического импульса представляется в следующем виде:

$$F(\tau) = K\tau^m \exp(-n\tau);$$

$m = 10, n = 1000$  – для импульса длительностью  $\tau = 25$  мс;  $m = 5, n = 280$  – для импульса  $\tau = 60$  мс;  $K$  – масштабный коэффициент.

На рис. 1 представлены формы моделей сейсмических импульсов от двух взрывных источников различной мощности. Длительность сейсмических импульсов 25 мс и 60 мс. Процесс передачи энергии сферического фронта в области линейных деформаций среды от источника приводит к смещению частиц

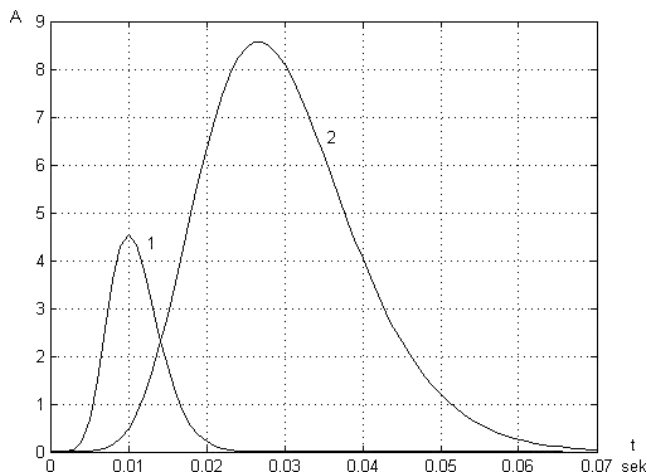


Рис. 1. Изображение форм моделей двух сейсмических импульсов:

1 – для взрыва малой мощности, длительность импульса 25 мс; 2 – для взрыва большей мощности, длительность импульса 60 мс.

среды из состояния покоя (условно) до определенного максимума. Длительность сейсмического импульса определяется по его основанию.

В данной модели формирования сейсмического импульса в отличие от пульсирующей сферы [1, 2], колебательный процесс отсутствует по следующим причинам:

– взрыв проводится в реальной среде, обладающей низким уровнем упругих свойств (квазиупругой среде) по сравнению с идеально упругой средой;

– фронт из разрушенной части среды, лишенный кинетической энергии, оказывает демпфирующее действие, исключая колебательное (пульсирующее) движение частиц среды в линейной области передачи энергии взрывного источника.

Процесс перехода энергии взрыва в движение частиц среды вследствие инерционных свойств разрушенной части среды существенно увеличивается во времени по сравнению со временем выделения энергии взрыва. По этой причине, если исходный процесс воздействия взрыва на окружающую среду можно представить в виде дельта-функции, то процесс воздействия взрыва в области линейных деформаций среды будет существенно отличаться от дельта-функции как по форме, так и по продолжительности во времени. Длительность воздействия взрыва в области линейных деформаций среды зависит от мощности взрыва. Большей мощности взрыва соответствует большая масса осколков разрушенной части среды, которая приводит соответственно к большей продолжительности импульса воздействия на линейную область среды проведения взрыва. Сейсмические импульсы для взрывов различной мощности (рис. 1) различаются амплитудой и длительностью. Графически форма сейсмических импульсов представляется в виде колокола. При этом восходящая и нисходящая линии колокола определяются скоростью распространения сейсмического возмущения в среде проведения взрыва соответственно в прямом и обратном направлениях движения частиц среды. Поскольку процесс смещения частиц среды в сейсмическом импульсе и возвращения частиц среды в исходное состояние происходит в одной и той же среде, положение линий колокола будут симметричным.

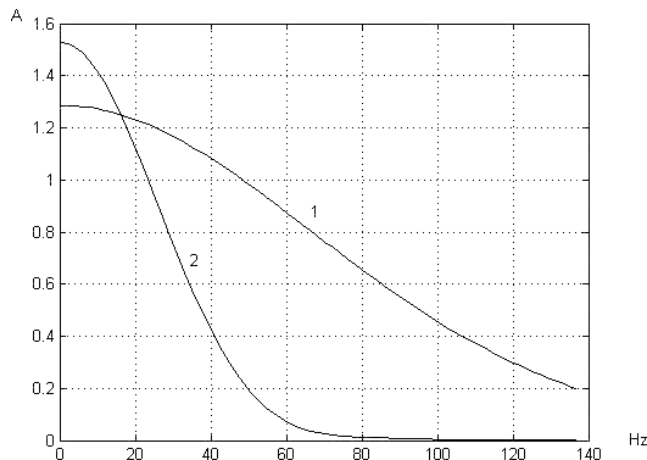


Рис. 2. Спектры сейсмических импульсов моделей двух взрывных источников:

1 – спектр импульса длительностью 25 мс; 2 – спектр импульса длительностью 60 мс.

В неоднородной среде линии колокола могут иметь некоторую несимметричность. Несимметричность может проявляться также в переходный период от зоны разрушения к области линейных деформаций среды.

Спектры моделей исходных сейсмических импульсов для двух взрывных источников различной мощности (рис. 1) представлены на рис. 2.

Спектры сейсмических импульсов (рис. 2) представляются в виде сплошных линий. Расширение спектра в сторону верхних частот происходит при уменьшении мощности источника. Спектр частот сейсмических импульсов простирается от 0 до верхней частоты  $f_1 = 250$  Гц для первого импульса и  $f_2 = 100$  Гц для второго импульса. При этом максимум спектра для всех исходных сейсмических импульсов находится на частоте  $f = 0$  Гц с последующим спадом уровня спектральных составляющих по экспоненциальному закону. С уменьшением мощности источника сейсмического импульса спектр расширяется в сторону верхних частот вследствие уменьшения его длительности, связанной с уменьшением массы разрушенной части среды. Взрывные источники малой мощности имеют соответственно более широкий спектр. Характер линии изменения спектров сейсмических импульсов от 0 до верхней частоты  $f_1, f_2$  определяется также экспоненциальным законом.

## 2. Частотные характеристики среды распространения сейсмических импульсов

Распространение сейсмического импульса происходит в реальной многослойной среде, каждый слой которой представляется фильтром нижних частот первого порядка. Частотные характеристики слоя зависят от скорости распространения сейсмического импульса в слое и в конечном итоге от времени пробега импульсом этого слоя. Частотная характеристика среды  $K(j\omega)$  в общем виде представляется произведением частотных характеристик всех слоев следующим выражением:

$$K(j\omega) = K_1(j\omega) K_2(j\omega) \dots K_n(j\omega).$$

Частотная характеристика одного слоя в одном направлении пробега слоя сейсмическим импульсом представляется в виде характеристики звена ФНЧ 1-го порядка:

$$K(j\omega) = 1 / (1 + j\omega\tau);$$

где  $\tau$  — время пробега слоя сейсмическим импульсом;  $\tau = d/v \sin \alpha$ ;  $d$  — мощность (толщина) слоя;  $v$  — скорость распространения сейсмического импульса в слое;  $\alpha$  — угол падения сейсмического импульса на 2-ю отражающую границу слоя.

На рис. 3 представлены частотные характеристики слоя среды распространения сейсмических волн в зависимости от времени  $\tau$  его пробега сейсмическим импульсом в одном направлении. Изменение  $\tau$  между характеристиками 1–6 соответствует 1 мс, время пробега для характеристики 7 составляет 10 мс.

Частотные характеристики тонких слоев имеют достаточно высокое значение собственных частот. При времени пробега в слое сейсмическим импульсом в 1–2 мс коэффициент ослабления составляющих спектра импульса выше 100 Гц менее 0.7–0.8. Реально сейсмический импульс проходит каждый слой в прямом и обратном направлении при отражении от 2-й его границы. Соответственно спектр сейсмического импульса подвергается действию частотной характерис-

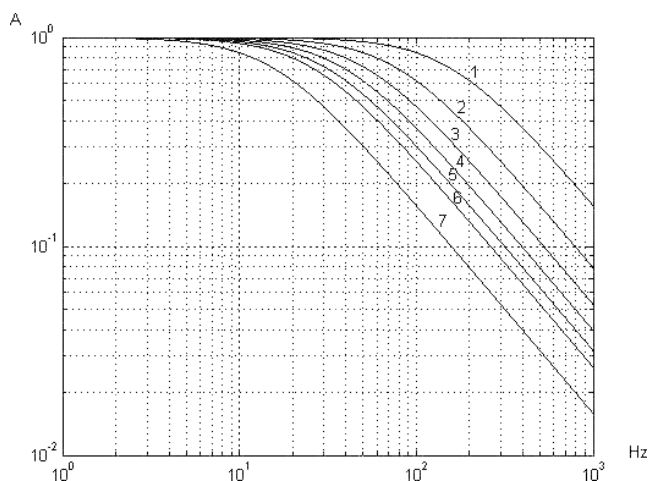


Рис. 3. Частотные характеристики слоя при различном времени его пробега сейсмическим импульсом, время пробега  $\tau$ : 1 — 1 мс; 2 — 2 мс; 7 —  $\tau = 10$  мс.

тики каждого слоя дважды. При переотражении сейсмического импульса от границ слоя его спектр подвергается действию частотной характеристики слоя кратно. Наибольшее изменение спектра сейсмического импульса происходит при его прохождении мощных слоев ( $\tau > 3$  мс) в прямом и обратном направлениях. Импульсная характеристика одного слоя  $Hs(t)$  при пробеге его в одном направлении представляется в виде:

$$Hs(t) = \begin{cases} 1 / \tau \exp(-t / \tau) & \text{при } t > 0; \\ 0 & \text{при } t < 0, \end{cases}$$

где  $\tau$  — время пробега сейсмическим импульсом слоя в одном направлении.

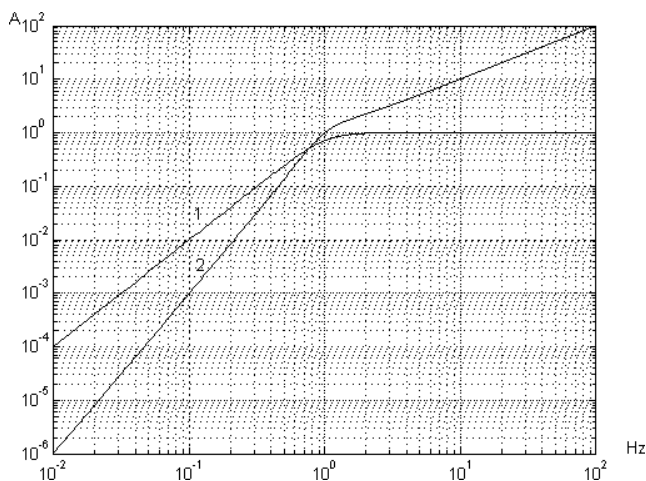
Соответственно преобразование формы сейсмического импульса  $Fs(t)$  при прохождении слоя представляется в виде свертки  $F(t) = Fs(t) * Hs(t)$ , где знак \* — операция свертки.

## 3. Преобразование формы сейсмических импульсов в сейсмоприемном канале

Движение частиц среды в сферическом источнике сейсмических волн преобразуется в сейсмический импульс, регистрируемый в точках наблюдения, который в дальнейшем преобразуется в пункте наблюдения сейсмоприемным каналом в электрический сигнал.

Сейсмический импульс источника преобразуется средой с частотной характеристикой  $K_n(j\omega)$  и сейсмоприемным каналом, в состав которого входит преобразователь движения частиц среды в электрический сигнал (геофон или акселерометр), усилитель электрических сигналов, различные фильтры для подавления помех различного происхождения. Частотная характеристика сейсмоприемного канала формируется, исходя из задач глубинности проводимой сейморазведки, с учетом спектра сейсмических импульсов в их источнике, частотных характеристик среды, частотных характеристик геофона или акселерометра, полагая, что частотные характеристики противопомеховых фильтров не значительно искажают спектр сейсмического сигнала.

На рис. 4 представлены нормированные амплитудно-частотные характеристики преобразователей сейсмических импульсов в электрические сигналы на пунктах регистрации.



**Рис. 4.** Нормированные амплитудно-частотные характеристики преобразователей сейсмических импульсов в электрические сигналы:

1 — акселерометра, 2 — геофона.

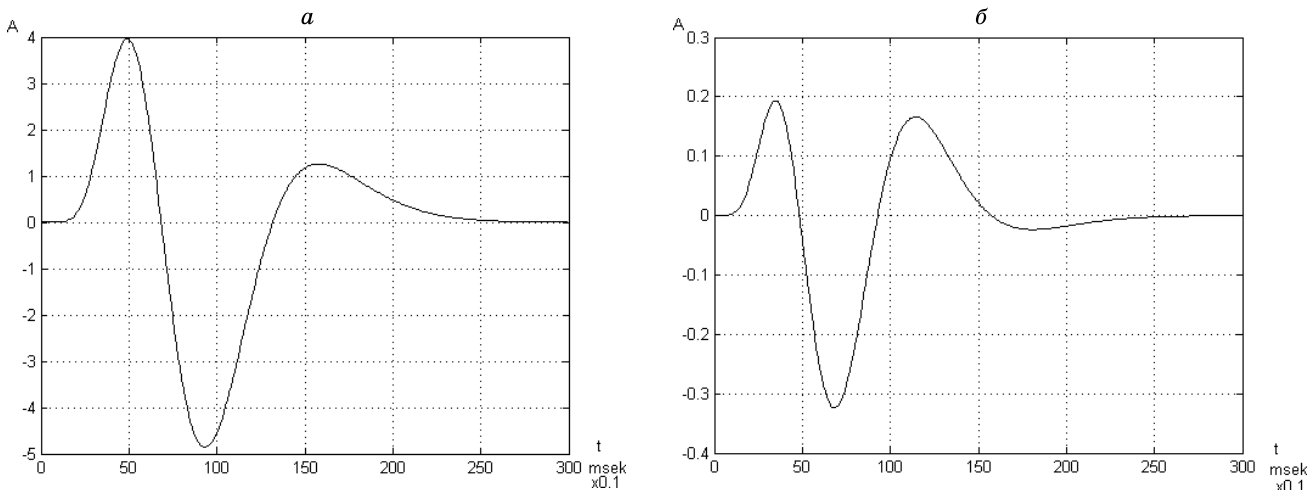
Амплитудно-частотная характеристика геофона (2) имеет спад 60 дБ на декаду от собственной частоты в сторону низких частот и подъем 20 дБ на декаду в сторону верхних частот, начиная от его собственной частоты. Такая АЧХ соответствует звену, производящему практически трехкратное дифференцирование составляющих спектра исходного сейсмического импульса, располагающихся ниже собственной частоты геофона. АЧХ акселерометра (1) имеет спад в сторону низких частот, составляющем 40 дБ на декаду в сторону низких частот. Это характерно для звена, осуществляющего двукратное дифференцирование составляющих спектра исходного сейсмического импульса, располагающихся также ниже собственной частоты акселерометра. Для того чтобы реализовалось двукратное или трехкратное дифференцирование сейсмического импульса, необходимо использовать геофоны и акселерометры с собственной частотой, выходящей за пределы высокочастотной части спектра сейсмического импульса (рис. 2). Для импульса длительностью 25 мс пригодны акселерометры и геофоны, собственная частота которых превышает 250 Гц. В сейсмраз-

ведочной аппаратуре, изготовленной по технологии MEMS (Sersel, Франция), собственная частота акселерометра выбрана равной 1000 Гц. При такой собственной частоте акселерометра происходит двукратное дифференцирование регистрируемого сейсмического импульса. При использовании геофона с такой собственной частотой будет производиться трехкратное дифференцирование сейсмического импульса.

Для выбранных моделей форм сейсмических импульсов (рис. 1) на входе сейсмоприемного канала представлены формы электрических импульсов на выходе сейсмоприемных каналов с использованием акселерометра и геофона (рис. 5). Вид электрических импульсов на выходе сейсмоприемных каналов формируется всеми составляющими спектра сейсмического импульса, преобразованными акселерометром или геофоном.

Следует заметить, АЧХ геофонов и акселерометров в справочниках по их описанию нередко представляются как функции скорости или ускорения в отличие от сейсмометрии в сейсмологии, где АЧХ каналов регистрации представляются функциями смещения частиц среды. Реально частотные характеристики каналов регистрации по смещению частиц среды достаточно просто физически интерпретируются в отличие от интерпретации их в виде производных (скорости или ускорения). Однако при этом собственная частота геофонов выбирается такой, чтобы электрический сигнал формировался в значительной мере только высокочастотной частью спектра сейсмического импульса.

На рис. 5 представлены результаты преобразования сейсмических импульсов геофоном и акселерометром в электрические импульсы. Электрические импульсы на выходе сейсмоприемных каналов представляются в виде колебательных процессов, состоящих из трех полупериодов для акселерометров и четырех полупериодов для геофона. При этом длительность колебательного процесса идентична длительности исходного сейсмического импульса. По длительности колебательного процесса можно проводить измерение длительности исходного сейсмического импульса в сферическом фронте и привести в соответствие длительности электрического импульса и мощности взрывного источника сейсмического импульса в тротиловом эквиваленте. Это свойство может быть использовано при ре-



**Рис. 5.** Результат преобразования сейсмического импульса в электрический сигнал:

*a* — акселерометром; *б* — геофоном; длительность сейсмического импульса 25 мс.

шении задачи определения мощности взрывного источника сейсмических волн при заданной глубинности сейсмической разведки.

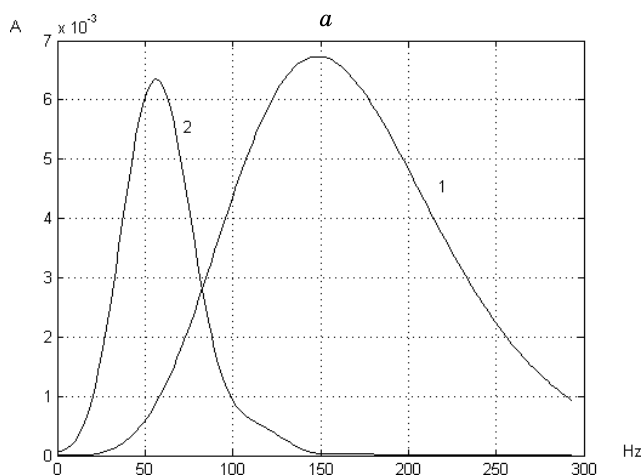
На рис. 5, *а* представлен результат преобразования сейсмического импульса длительностью 25 мс акселерометром в электрический импульс. Электрический импульс в отличие от исходного сейсмического импульса в форме колокола представляется в виде колебательного процесса из 3-х полупериодов. Выходной импульс геофона представляется (рис. 5, *б*) в виде колебательного процесса, состоящего из 4-х полупериодов.

Параметры геофона и акселерометра выбираются исходя из условия максимального использования всего спектра сейсмического импульса. Длительность электрических импульсов на выходе сейсмоприемных каналов при использовании в качестве входных преобразователей сейсмических импульсов геофонов и акселерометров одинакова, но форма их различна. Соответственно при суперпозиции сейсмических импульсов, преобразованных геофоном и акселерометром, результирующая форма электрических импульсов также будет различной.

Необходимо заметить, форма модели электрического импульса на выходе сейсмоприемного канала (рис. 5) с использованием геофона соответствует форме, обычно наблюдаемой при воспроизведении реально регистрируемых сейсмических импульсов при проведении сейсморазведочных работ. Это может служить подтверждением правильности выбора модели формы сейсмического импульса взрывного источника, графически представляемой в виде колокола.

#### 4. Спектры выходных сигналов сейсмоприемных каналов

Спектры выходных электрических импульсов сейсмоприемных каналов с использованием акселерометров и геофонов представлены на рис. 6. Спектры электрических импульсов на выходе сейсмоприемного канала с использованием геофона шире по сравнению со спектрами электрических импульсов сейсмоприемного канала с акселерометром. При этом спектр импульса длительностью 25 мс существенно шире спектра импульса длительностью 60 мс независимо от использования геофона или акселерометра.



На рис. 6, *а* представлены спектры выходных электрических импульсов сейсмоприемного канала с преобразователем в виде акселерометра для сейсмических импульсов длительностью 25 мс и 60 мс. Соответственно на рис. 6, *б* представлены спектры выходных импульсов сейсмоприемного канала с преобразователем в виде геофона.

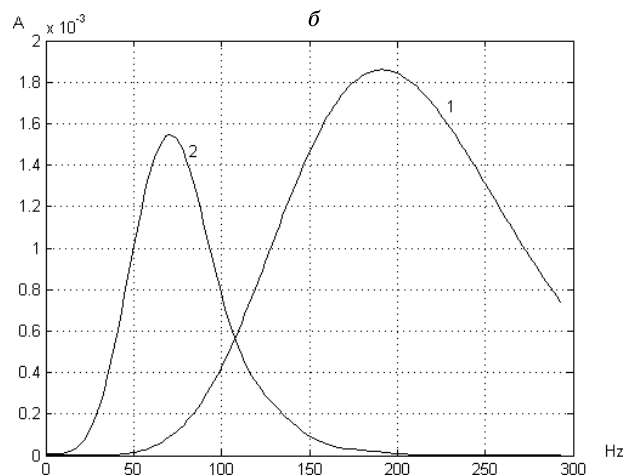
Максимумы спектров выходных электрических импульсов акселерометра и геофона смещены один относительно другого. При этом максимумы спектров выходных импульсов геофона смещены относительно спектров выходных импульсов акселерометров в сторону верхних частот для импульса длительностью 60 мс на 20 Гц, а для импульса 25 мс на 35 Гц. С уменьшением длительности сейсмических импульсов спектры выходных импульсов сейсмоприемных каналов соответственно будут расширяться.

Сравнивая формы сейсмических импульсов длительностью 25 мс и 60 мс (рис. 1) и их спектры (рис. 6), легко видеть обратную картину в изображении формы сейсмических импульсов и их спектров. При этом формы сейсмических импульсов и их спектров представляются в виде колокола.

#### 5. Форма и спектры сейсмических импульсов при их суперпозиции

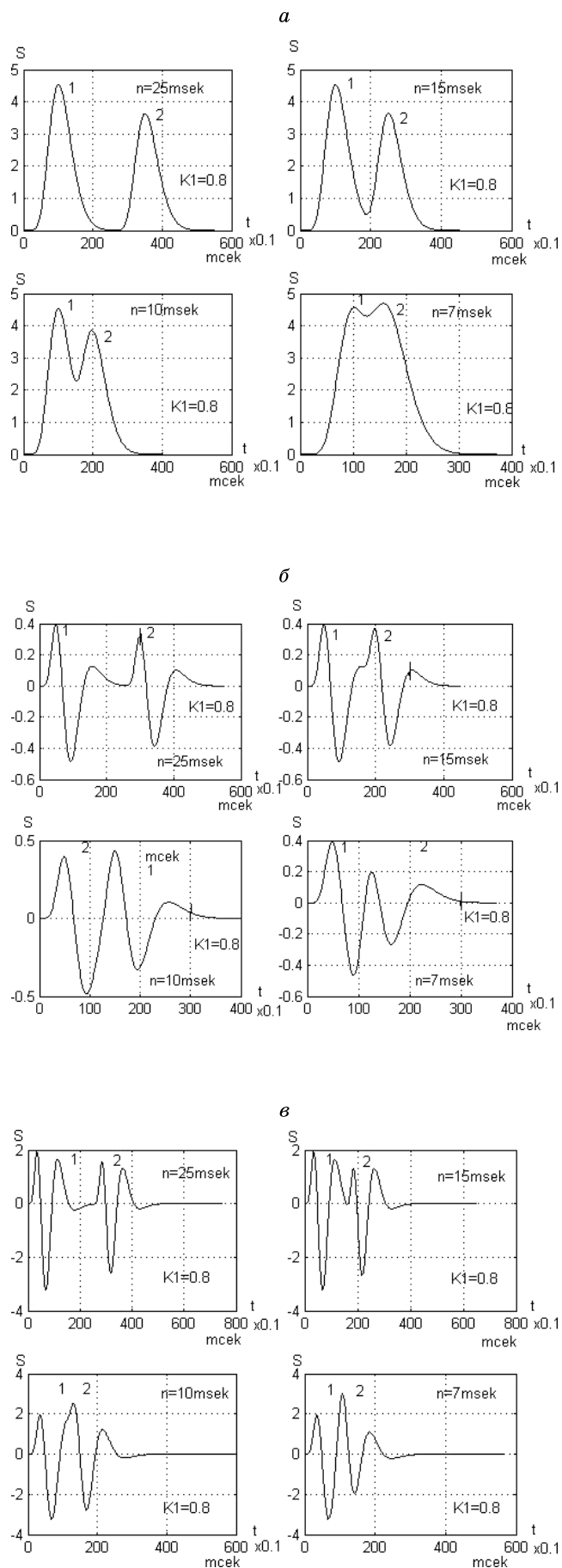
Реальная среда содержит тонкие и мощные слои. При решении задачи высокого разрешения границ тонких слоев среды для разделения сейсмических импульсов, отраженных от одной и другой границы слоя, необходимы сейсмические импульсы небольшой длительности, которая должна соответствовать времени пробега их в тонком слое заданной мощности. Спектры сейсмических импульсов небольшой длительности имеют достаточно высокий уровень высоких частот. Решение этой задачи требует учета длительности сейсмических импульсов от взрывных источников сейсмических волн, влияния частотных характеристик слоев среды распространения сейсмических волн, характеристик ослабления сейсмических импульсов с глубиной, а также характеристик преобразования приемными каналами сейсмических импульсов в точках их регистрации.

Исходными данными для решения задачи разделения сейсмических импульсов, отраженных от границ



**Рис. 6.** Спектры электрических импульсов на выходе сейсмоприемных каналов при использовании преобразователей: *а* – акселерометра; *б* – геофона.

На рисунках: 1 – спектр импульса 25 мс; 2 – спектр импульса 60 мс.



слоя, могут служить такие параметры слоя: мощность (толщина) слоя, скорость распространения сейсмических волн в слое (вид породы) и угол падения волны на нижнюю границу слоя. Эти параметры определяют время пробега сейсмического импульса в слое. Следует иметь в виду, что суперпозиция сейсмических импульсов, отраженных от границ слоя, формируется в среде распространения сейсмического импульса, отраженного от первой границы слоя. Сейсмический импульс, отраженный от второй границы слоя, подвергается двукратному действию его частотной характеристики. Для тонкого слоя среды при времени пробега сейсмическим импульсом  $\tau < 2$  мс его спектр подвергается не значительному действию частотной характеристики слоя, что приводит соответственно к незначительным изменениям его формы и длительности по отношению к форме сейсмического импульса, отраженного от первой границы слоя. При отражении сейсмического импульса от нижней границы мощного слоя действие его частотной характеристики на спектр импульса приводит к снижению уровня высокочастотных составляющих спектра. Это соответственно приводит к увеличению его длительности по сравнению с его исходной длительностью.

При прохождении сейсмическим импульсом чередующихся по мощности слоев среды, различающихся временем его пробега в этих слоях, разрешающая способность тонких слоев будет различной.

Следует заметить, что в сейсморазведке широко используется термин “длина волны”. При этом длина волны определяется как произведение скорости распространения сейсмического импульса в среде (слое) на временной интервал между двумя пиками сигнала, получаемого на выходе сейсмоприемного канала, в котором в качестве преобразователя в электрический сигнал используется геофон или акселерометр. Временные интервалы между двумя пиками выходных сигналов сейсмоприемных каналов при использовании геофона и акселерометра будут различны (рис. 5). Поскольку скорость распространения сейсмической волны в неоднородной среде меняется, то соответственно меняется и длина волны. В связи с этим использование в сейсморазведке понятия длины волны (кажущейся длины волны [1]) некорректно, тем более что в среде распространяется сейсмический импульс, математически описываемый выражением с одним пиком (вершиной колокола). Соответственно некорректно соотносить мощность слоя с длиной волны. Представляется целесообразным соотносить мощность слоя не с длиной волны, а со временем пробега его сейсмическим импульсом.

На рис. 7 представлены результаты моделирования суперпозиции сейсмических импульсов длительностью 25 мс, распространяющихся в слоистой среде, и их преобразование акселерометром и геофоном при различном времени отражения импульсов от нижней границы слоя по отношению к верхней границе одного слоя. При временном интервале между сейсмическими

**Рис. 7.** Результаты моделирования суперпозиции сейсмических импульсов (1, 2), распространяющихся в среде (а), преобразование их акселерометром (б) и геофоном (в) при различии времени их отражения от верхней (1) и нижней (2) границ одного слоя, составляющем  $n = 25, 15, 10, 7$  мс.

ми импульсами, отраженными от границ слоя 25 мс, соответствующему их длительности, суперпозиция сейсмических импульсов в среде отсутствует (графическое окно 1, рис. 7, а). Далее в графических окнах представляются результаты суперпозиции сейсмических импульсов в среде и их преобразование в сейсмоприемных каналах с использованием акселерометров (рис. 7, б) и геофонов (рис. 7, в). При этом временные интервалы между отраженными сейсмическими импульсами от границ слоя представляются в следующих соотношениях к длительности исходного сейсмического импульса 25 мс: 25/25; 15/25; 10/25; 7/25. Амплитуда сейсмического импульса, отраженного от нижней границы слоя, составляет 0.8 от амплитуды импульса, отраженного от верхней границы слоя.

При распространении сейсмического импульса частицы среды после достижения максимума своего смещения меняют направление своего движения на противоположное. Далее происходит процесс возвращения частиц среды в исходное положение в соответствии с формой сейсмического импульса. В связи с этим при суперпозиции импульсов, отраженных от границ слоя, возникает встречное движение частиц среды сейсмического импульса, отраженного от 1-й границы слоя и частиц среды сейсмического импульса, отраженного от 2-й границы слоя. При этом происходит частичная компенсация движения частиц среды и изменение формы сейсмических импульсов, отраженных от 1-й границы слоя вследствие разнонаправленного движения частиц среды. Происходит также увеличение длительности сейсмического импульса, образованного в результате суперпозиции, и соответственно изменение его спектра.

На рис. 8 представлены спектры выходных электрических импульсов сейсмоприемных каналов, представляющих результаты преобразования суперпозиции сейсмических импульсов длительностью 25 мс акселерометром (а) и геофоном (б) при различии моментов времени отражения их от границ слоя, составляющем 15 мс, 10 мс, 7 мс, 3 мс.

Анализ спектральных характеристик (рис. 8) выходных электрических импульсов сейсмоприемных каналов при суперпозиции сейсмических импульсов

показывает, что их спектры смещаются в сторону низких частот по отношению к спектрам сигналов при отсутствии их суперпозиции. Различие спектров сейсмических импульсов при их суперпозиции может сделать применение метода деконволюции не эффективным для разрешения во времени сейсмических импульсов, отраженных от границ тонких слоев различной мощности.

Анализ графических окон рис. 7, а позволяет заключить, что при временном различии моментов суперпозиции сейсмических импульсов от 1-й и 2-й границ слоя в среде их распространения до 7 мс возможно уверенное разделение импульсов длительностью 25 мс, используемых при моделировании процесса суперпозиции сейсмических импульсов. Такая возможность определяется экспоненциальной формой исходного сейсмического импульса. При различии моментов отражения сейсмических импульсов менее 7 мс уменьшается процесс компенсации движения частиц среды и прекращается при полном совпадении импульсов. При этом сейсмический импульс приобретает форму, близкую к исходной.

Анализ графических окон рис. 7, б, в показывает, что признаки наложения сейсмического импульса длительностью 25 мс, отраженного от 2-й границы слоя, на импульс, отраженный от его 1-й границы при различии моментов отражения менее 10 мс, явно отсутствуют. Для определения момента суперпозиции сейсмических импульсов в данном случае потребуются применение специальных математических методов. Решение задачи разрешения сейсмических импульсов при их суперпозиции в зависимости от глубинности сейсмической разведки практически может происходить выбором мощности взрывного источника, что определяет исходную длительность сейсмического импульса.

При различии конфигурации границ слоя отраженные от них сейсмические импульсы будут характеризоваться векторами, различающимися направлением в пространстве. Применение методов селекции сейсмических импульсов по поляризации позволит эффективно разделять во времени сейсмические импульсы, отраженные от границ слоя [3].

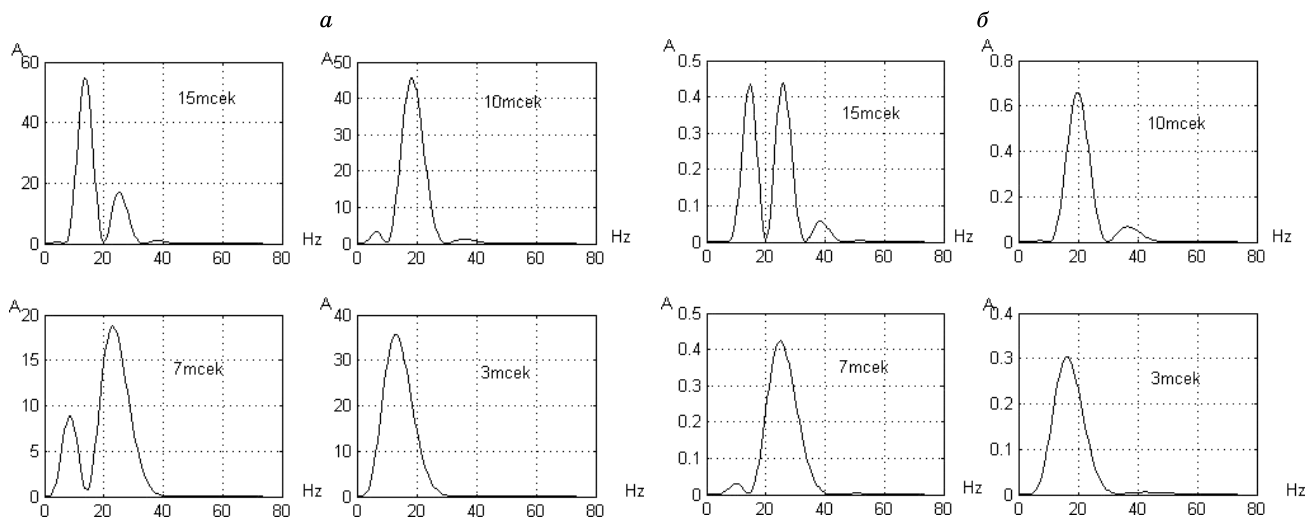


Рис. 8. Спектральные характеристики выходных электрических импульсов сейсмоприемных каналов при суперпозиции сейсмических импульсов:

а — с использованием акселерометра; б — с использованием геофона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в данной статье результаты исследования модели формы сейсмического импульса, графическое изображение которой имеет вид колокола, наиболее близко соответствуют реально регистрируемым сейсмическим импульсам взрывных источников при проведении сейсморазведочных работ. Преобразование сейсмических импульсов при их распространении в среде, представляющей собой сложный фильтр нижних частот, звеньями которого являются слои среды, изменяет их форму и спектр. Преобразование сейсмического импульса в сейсмоприемном канале наиболее значительно приводит к изменению его исходной формы. В сейсмоприемном канале преобразование сейсмического импульса в электрический импульс происходит с использованием акселерометров и геофонов. Выходной электрический импульс сейсмоприемного канала представляется в виде колебательного процесса, состоящего из 3-х или 4-х полупериодов, являющихся результатом соответственно двукратного (для акселерометра) или трехкратного (для геофона) дифференцирования исходного сейсмического импульса. Эта особенность преобразования сейсмических импульсов в сейсмоприемном канале без знания характеристик их преобразования акселерометром или геофоном может привести к возникновению иллюзии распространения сейсмического импульса в реальной среде в виде колебательного процесса при проведении

сейсморазведочных работ, а также при регистрации сейсмических импульсов от землетрясений.

Представленные результаты исследования изменения формы сейсмического импульса от его возникновения в источнике и последующего его преобразованием средой и в сейсмоприемном канале могут быть использованы при решении задачи высокого разрешения сейсмических импульсов, отраженных от границ слоев среды проведения сейсморазведочных работ. При разделении задачи определения структуры среды верхней и нижней частей разреза при проведении сейсморазведочных работ возможно применение взрывных источников различной мощности. По длительности электрического импульса на выходе сейсмоприемного канала соответственно можно определить необходимую мощность источника сейсмического импульса в тротиловом эквиваленте. При этом сейсмический импульс не должен представляться суперпозицией импульсов, отраженных от границ слоя.

## Литература

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И.** Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980.  
**Боганик Г.Н., Гурвич И.И.** Сейсморазведка. Тверь: АИС, 2006.  
**Разнатов В.Н.** Селекция линейно поляризованных сейсмических волн, М., 2011.  
**Канасевич Э.Р.** Анализ временных последовательностей в геофизике. М.: Недра, 1985.

## КОРОТКО ОБ АВТОРЕ

*РАЗНАТОВ Владимир Николаевич*, кандидат технических наук. Область научных интересов: физические процессы в среде при использовании взрывных источников сейсмических волн, поляризация сейсмических волн. E-mail: raznatov@yandex.ru, тел. 8-495-338-4371; 8-916-503-9594.