

## Глава 1. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсморазведка – геофизический метод изучения геологических объектов с помощью упругих колебаний - сейсмических волн. Этот метод основан на том, что скорость распространения и другие характеристики сейсмических волн зависят от свойств геологической среды, в которой они распространяются: от состава горных пород, их пористости, трещиноватости, флюидонасыщенности, напряженного состояния и температурных условий залегания. Геологическая среда характеризуется неравномерным распределением этих свойств, т.е. неоднородностью, что проявляется в отражении, преломлении, рефракции, дифракции и поглощении сейсмических волн. Изучение отраженных, преломленных, рефрагированных и других типов волн с целью выявления пространственного распределения и количественной оценки упругих и других свойств геологической среды - составляет содержание методов сейсморазведки и определяет их разнообразие.

Методика сейсморазведки основана на изучении кинематики волн или времени пробега различных волн от пункта их возбуждения до сейсмоприемников, улавливающих скорости смещения почвы, и их динамики или интенсивности волн. В специальных достаточно сложных установках (сейсмостанциях) электрические колебания, созданные в сейсмоприемниках очень слабыми колебаниями почвы, усиливаются и автоматически регистрируются на сейсмограммах и магнитограммах. В результате их интерпретации можно определить глубины залегания сейсмогеологических границ, их падение, простирание, скорости волн, а используя геологические данные, установить геологическую природу выявленных границ.

В сейсморазведке различают два основных метода: метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ). Меньшее применение находят методы, использующие другие волны. Решение сложнейших задач, связанных с высокоточным определением геометрии геологического разреза (ошибки менее 1 %), стало возможным благодаря применению трудоемких систем возбуждения и наблюдения, обеспечивающих одновременный, иногда многократный съем информации с больших площадей и ее цифровую обработку на ЭВМ. Это обеспечивает выделение полезных, чаще однократно отраженных или преломленных волн среди множества волн-помех.

По решаемым задачам различают глубинную, структурную, нефтегазовую, рудную, инженерную сейсморазведку. По месту проведения сейсморазведка подразделяется на наземную (полевую), акваториальную (морскую), скважинную и подземную, а по частотам колебаний используемых упругих волн можно выделить высокочастотную (частоты свыше 100 Гц), среднечастотную (частоты в несколько десятков герц) и низкочастотную (частоты менее 10 Гц) сейсморазведку. Чем выше частота упругих волн, тем больше их затухание и меньше глубинность разведки.

Сейсморазведка - очень важный и во многих случаях самый точный (хотя и самый дорогой и трудоемкий) метод геофизической разведки, применяющийся для решения различных геологических задач с глубиной от нескольких метров (изучение физико-механических свойств пород) до нескольких десятков и даже сотен километров (изучение земной коры и верхней мантии). Одно из важнейших назначений сейсморазведки - поиск и разведка нефти и газа.

Сейсморазведка возникла в начале 20-х годов XX столетия. В своем первоначальном развитии она была тесно связана с сейсмологией — наукой о землетрясениях, получившей значительное развитие в начале XX в. Этому в большой мере способствовали работы выдающегося русского ученого академика Б.Б. Голицына, создавшего совершенные методы регистрации сейсмических колебаний и обогатившего сейсмологию многими основополагающими теоретическими работами.

Первые сейсморазведочные работы методом преломленных волн (в простейшем варианте «первых вступлений») были проведены под руководством П.М. Никифорова, ученика Б.Б. Голицына, в 1927 году. В 1923 году В.С. Воюцкому был выдан патент на изобретение метода отраженных волн (МОВ). Однако практическая реализация этого метода столкнулась со значительными техническими и методическими трудностями. Потребовались многолетние усилия большой группы специалистов, чтобы создать необходимые аппаратные средства и выработать методические рекомендации для регистрации отраженных волн. Эта работа была успешно выполнена под руководством академика Г.А. Гамбурцева, сыгравшего выдающуюся роль в создании и развитии сейсморазведки. В 1935 года были начаты полевые работы МОВ, разработаны и серийно изготовлены первые типы отечественных сейсморазведочных станций, значительно укреплена производственная и исследовательская база разведочной геофизики.

Коренному пересмотру, начиная с 1939 года, подвергся метод преломленных волн. Под руководством академика Г.А. Гамбурцева был создан корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), открывший новые возможности для решения многих сложных геологических задач.

В годы Великой Отечественной войны с помощью сейсморазведки были открыты новые месторождения нефти и газа, сыгравшие важную роль в укреплении оборонной мощи страны. Впервые, вблизи Баку были начаты работы по применению сейсморазведки в море; была разработана методика проведения сейсмических работ в пустынях и в районах вечной мерзлоты.

После окончания войны в короткое время было осуществлено техническое перевооружение сейсморазведки. Новые многоканальные сейсмические станции, снабженные полуавтоматическими и автоматическими регуляторами усиления, смесителями и другими устройствами, позволили значительно повысить качество и производительность полевых работ. Были развиты новые приемы интерпретации и созданы новые модификации сейсморазведки. Среди последних, важное значение приобрело глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), позволившее расширить область применения сейсморазведки на всю толщу земной коры.

В связи с необходимостью совершенствования фундаментальных теоретических основ сейсморазведки, начиная с 1954 года, в нашей стране проводятся глубокие исследования по теории сейсмических волн. Значительное внимание уделяется систематическому исследованию сейсмических свойств реальных геологических сред. В результате проведенных исследований было выявлено существенное влияние на особенности распространения сейсмических волн таких факторов, как тонкая слоистость осадочных толщ, шероховатость сейсмических границ, наличие вертикального градиента скорости.

С 1959 года происходит постепенное перевооружение сейсморазведки аппаратурой с регистрацией на магнитную ленту. Возникла возможность успешного использования для разведки не только продольных, но и поперечных волн. На основе магнитной регистрации получили развитие методы группирования источников на больших базах и метод общей глубинной точки (ОГТ).

С 70-х годов XX столетия начался новый этап технического перевооружения сейсморазведки — внедрение цифровой полевой и обрабатывающей техники. Был начат выпуск отечественных цифровых сейсмических станций, организовано большое число вычислительных центров, занимающихся обработкой данных сейсморазведки. В большинстве нефтяных провинций во всем мире с помощью сейсморазведки открыто и разведано огромное число месторождений. Большую роль сейсморазведка сыграла в поисках и разведке месторождений в Западной Сибири, Средней Азии, на Мангышлаке, в районах Поволжья, Предкавказья, Днепровско-Донецкой впадины, Ухты и др.

## 1.1 Физические основы сейсморазведки

### 1.1.1. Основы теории упругости

Теория распространения упругих (сейсмических) волн базируется на теории упругости, так как геологические среды в первом приближении можно считать упругими. Поэтому напомним основные определения и законы теории упругости применительно к однородным изотропным средам.

Установлено, что под действием внешних нагрузок жидкие и газообразные тела изменяют свой объем и форму, деформируются. При деформации частицы тела смещаются относительно друг друга и исходного положения. Величина и направление перемещений определяются величиной и характером внешних сил и свойствами тела. Положение частиц тела после деформации можно найти, если известен вектор перемещений  $U(x, y, z)$ , отнесенный к исходному положению частиц.

После приложения внешних нагрузок малый параллелепипед, мысленно выделенный внутри тела до его деформации, изменит свой объем или форму, или и то, и другое. При этом изменится длина его ребер, а прежде прямые углы между соответствующими ребрами станут тупыми или острыми. Количественной мерой деформации являются относительные удлинения ребер малого параллелепипеда и абсолютное изменение углов относительно  $90^\circ$ . Таким образом, деформация полностью описывается шестью компонентами. Три первые компоненты называются продольными (нормальными) деформациями, три последние — сдвиговыми.

При снятии нагрузки частицы тела могут вернуться или не вернуться в исходное положение. В первом случае говорят об обратимых, а во втором о необратимых деформациях. Тела, в которых развиваются только обратимые деформации, называют упругими. Тела, в которых развиваются только необратимые деформации, — пластичными, неупругими. Величина деформаций зависит от величины и характера внешних напряжений — сил, действующих на единицу площади. Горные породы ведут себя как упругие тела только при малых деформациях, когда все шесть компонент деформации не превышают  $10^{-3}$ .

При деформации в упругом теле возникают внутренние напряжения, обусловленные упругим взаимодействием между частицами тела. На каждую площадку малого размера, мысленно выделяемую в теле, действуют напряжения, имеющие в общем случае составляющую, перпендикулярную к площадке, — нормальное напряжение, и две, направленные вдоль площадки, называемые сдвиговыми напряжениями. Три компоненты напряжения задаются с помощью шести компонент тензора напряжения. Эти шесть компонент связаны с шестью компонентами малых деформаций законом Гука.

При одноосном сжатии (растяжении) призмы из твердого тела относительное изменение ее длины вдоль направления действующего напряжения выражается соотношением:

$$\Omega = E \frac{\Delta \ell}{\ell} \quad (1.1)$$

где  $\Omega$  — величина внешней нагрузки;  $E$  — модуль Юнга;  $\ell$  — длина призмы;  $\Delta \ell$  — изменение длины.

Опыт показывает, что удлинение призмы всегда сопровождается сокращением ее поперечных размеров  $a$  и  $b$  на  $\Delta a$  и  $\Delta b$ . Для изотропных тел  $\Delta \ell / \ell$ ,  $\Delta a / a$ ,  $\Delta b / b$  и  $(\Delta a / a) / (\Delta b / b) = \delta$  остаются неизменными, независимо от того, каким образом была ориентирована призма в породе. Модуль Юнга  $E$  и коэффициент Пуассона  $\delta$  полно-

стью определяют упругие свойства таких тел. Для анизотропных сред при неизменной осевой нагрузке относительные удлинения ребер призмы будут зависеть от того, как была ориентирована ось призмы в породе, иными словами, упругие свойства зависят от направления внешних нагрузок. Изотропные тела можно описать с помощью упругих констант Ламэ — модуля сжатия  $\lambda$  и модуля сдвига  $\mu$ . Эти модули однозначно связаны с модулем Юнга  $E$  и коэффициентом Пуассона  $\delta$ :

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (1.2)$$

$$\delta = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1.3)$$

При всестороннем сжатии упругих тел, например, путем повышения давления жидкости, в которой расположен образец, объем тел уменьшается. Относительное изменение объема  $\Delta V/V$  при этом линейно связано с давлением:

$$p = k_c \cdot \frac{\Delta V}{V} \quad (1.4)$$

Коэффициент  $k_c$  называют модулем всестороннего сжатия. Для изотропных тел связь между  $k_c$ ,  $\lambda$  и  $\mu$  имеет вид:

$$k_c = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (1.5)$$

В жидкостях и газах  $\mu = 0$  и  $k_c = \lambda$

Если упругие свойства тел не изменяются при переходе от точки к точке тела, то такие тела называют однородными. В противном случае тело называют неоднородным. В неоднородных изотропных телах  $\lambda$ ,  $\mu$  и  $k_c$  — функции координат.

При деформации упругого тела под действием внешней нагрузки размеры тела изменяются, например стержень сжимается. Если при снятии внешней нагрузки вся потенциальная энергия переходит в кинетическую, то тело называют **идеально-упругим**. Если же часть энергии уходит на необратимые процессы, например превращается в тепло, то тело называют **вязко-упругим, неидеально-упругим**.

Способность тел деформироваться является причиной того, что напряжение от зоны действия внешней нагрузки распространяется на все области тела с конечной скоростью, определяемой упругими модулями и плотностью. Распространяющееся в упругом теле напряжение порождает деформации — перемещения частиц тела, которые можно измерить. Наблюдения за перемещением частиц тела позволяют экспериментально измерять скорости распространения упругих волн и выявлять различия в физических свойствах горных пород или их состоянии.

### 1.1.2. Упругие волны в изотропных средах

Волны и вызывающие их волновые процессы являются особым видом движения, при котором изменение какой-либо величины или состояния среды передается от одной точки среды к другой с конечной скоростью. Отличительной особенностью волновых процессов является то, что событие, происходящее в одной точке среды, через некоторое время происходит в другой почти в неизменном виде.

Замечательным свойством волновых процессов является то, что, будучи порождены источником, они начинают существовать автономно, совершенно от него независи-

мо, и протекают и тогда, когда действие источника прекращается. Благодаря этому до нас доходит свет звезды, потухшей миллионы лет тому назад.

Волны в упругих средах возникают всякий раз, когда на какую-либо, часть тела действует изменяющаяся во времени сила. Деформации и напряжения вблизи источника передаются затем всем частям упругого тела за счет упругих связей между частицами тела. Передача возмущенного состояния — движения частиц среды — происходит в процессе непрерывного преобразования потенциальной энергии, накапливаемой при деформации, в кинетическую энергию движущихся частиц среды. Этот процесс имеет односторонний характер — энергия забирается от источника и передается упругому телу, в котором она начинает независимое от источника существование, распространяясь с конечной скоростью во всем объеме этого тела. Поскольку потенциальная энергия деформированного элемента тела зависит только от величины деформаций и упругих модулей, а кинетическая энергия — от массы элемента и скорости, с которой движется этот элемент, распространение упругих возмущений должно зависеть от упругих модулей и плотности тела.

При конечной скорости распространения энергии в каждый момент времени возмущение захватывает область конечного размера. Поэтому в любой момент времени существует поверхность, разделяющая возмущенную и невозмущенную области. Эту поверхность называют **фронтом возмущения или фронтом волны**. Следовательно, распространение возмущения можно описать как разрастание поверхности фронта. Если в момент  $t=t_1$  поверхность фронта задается поверхностью  $S_1$ , а через очень малый интервал времени  $\Delta t$  в момент  $t_2=t_1+\Delta t$  — поверхностью  $S_2$ , то это означает, что возмущение с поверхности  $S_1$  распространилось на поверхность  $S_2$ , т. е. прошло в среде некоторый путь. Если в произвольной точке  $A_1(x_1, y_1, z_1)$  поверхности  $S_1$  построить

нормаль к этой поверхности  $\vec{n}(A)$ , то она пересечет поверхность  $S_2$  в некоторой точке  $A_2(x_2, y_2, z_2)$  (рис. 1.1). Отрезок  $A_1A_2=\Delta n$  — это путь, пройденный волной за время  $\Delta t$ .

Направление распространения волны в точке  $A_1(x_1, y_1, z_1)$  указывается вектором  $\vec{n}(A)$ .

Естественно принять, что скорость распространения возмущения (волны)  $v(A) = \Delta n / \Delta t$ .

В общем случае она может зависеть от положения точки  $A_1(x_1, y_1, z_1)$ . Если среда однородна, то нет оснований считать, что скорость от точки к точке тела изменяется. В неоднородной среде, когда изменяются упругие модули и плотность, скорость также может стать функцией координат, т. е.  $v=v(x, y, z)$ .

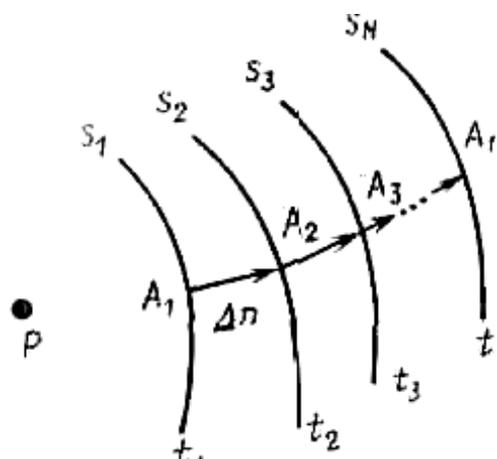


Рис.1.1 Построение лучевой траектории по известному положению фронтов.

В момент времени  $t_3=t_2+\Delta t$  фронт совпадает с поверхностью  $S_3$ , пройдя путь  $A_2A_3$ , и возмущение из точки  $A_1$  дойдет до точки  $A_3$ . При построении нормалей для по-

следующих моментов времени мы найдем точку  $A_n$ , в которую возмущение пришло в момент  $t=t_1+n\Delta t$ . Линия  $A_1, A_2, \dots, A_n$  дает представление о пути, пройденном волной при распространении из точки  $A_1$  в точку  $A_n$ .

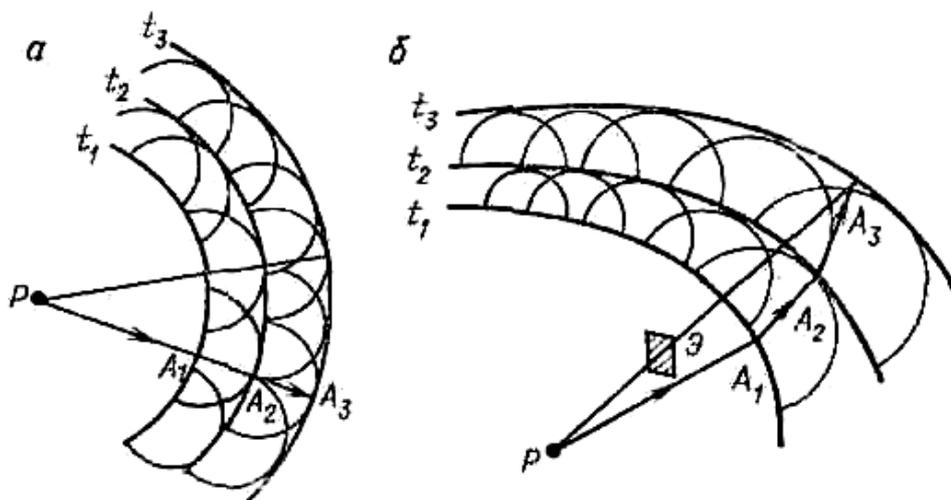


Рис. 1.2 Принцип Гюйгенса: образование фиктивных источников в однородной (а) и неоднородной (б) среде.

Траекторию движения возмущения из точки  $A_1$  в точку  $A_n$ , а в общем случае — от источника  $P$  к заданной точке — называют лучом. Как следует из рассмотренного построения, луч — это линия, всюду нормальная к поверхностям фронтов в точках их пересечения. Таким образом, зная последовательное положение фронтов, можно построить лучи и наоборот.

Построение лучей при известном распределении скорости в среде и заданном положении источника осуществляют на основе **принципа Ферма**. Для однородных сред и сред с плавно изменяющимися скоростями принцип Ферма утверждает, что возмущение от источника к заданной точке среды распространяется по такому пути, который обеспечивает минимальное время пробега. Для однородных сред минимальное время пробега достигается при минимальной длине пути. Но минимальный путь от источника до точки наблюдения в этом случае — прямая и, следовательно, лучи в однородной среде — это прямые линии, выходящие из источника.

Для сред с плавным изменением упругих свойств определение формы лучей требует сложных математических расчетов. Качественно эту задачу можно решить, опираясь на **принцип Гюйгенса**.

Принцип Гюйгенса утверждает следующее: распространение волн любой природы происходит так, как будто при каждом положении фронта на его поверхности оказываются точечные источники, генерирующие волны, идущие только вперед. Истинный источник как бы переносится в «размазанном» по фронту виде на фронт возмущения. Это означает, что, если положение фронта в момент  $t_1$  известно (рис. 1.2), то в соседний момент времени  $t_2=t_1+\Delta t$  положение фронта можно получить путем построения элементарных фронтов от фиктивных источников, возникающих на исходном фронте. Если скорость изменяется плавно, то можно выбрать такой малый интервал времени  $\Delta t$ , что на расстоянии от каждого из элементарных источников примерно  $\Delta t \cdot v$  скорость  $v$  можно считать неизменной. Тогда в момент  $t+\Delta t$  возмущение от каждого элементарного источника образует фронт в виде малой сферы с радиусом  $R=v(A) \cdot \Delta t$ . Поверхность, огибающая все элементарные фронты, и является фронтом возмущения в

момент  $t_1 + \Delta t$ . Теперь фиктивные источники распределены по этой новой поверхности  $S_2$  и можно продолжить построения, определив положение фронта в момент  $t_3 = t_2 + \Delta t$ .

Если скорость в среде постоянна, то радиусы элементарных волновых фронтов одинаковы для всех точек, и фронт распространяется как бы параллельным переносом, не искажаясь. Если же среда неоднородна, то в различных точках фронта в момент  $t_1$  радиусы  $R(A) = v(A) \cdot \Delta t$  элементарных сферических фронтов будут различными, и новая форма будет искажена относительно исходной (рис. 1.2 б). Поскольку лучи всегда должны быть направлены по нормали к фронту в каждой его точке, а фронты не повторяют форму друг друга, лучи становятся криволинейными: возмущение из точки  $A_1$  поступает в точку  $A_3$  по пути  $A_1 A_2 A_3$ .

Явление распространения возмущения по криволинейным траекториям называют **рефракцией волн**. Если на линии «прямой» видимости отрезка  $PA_3$  расположен экран Э (непроницаемая для волн перегородка), то этот экран не мешает волнам от источника достигнуть точки наблюдения  $A_3$ . В однородной среде отрезок  $PA_3$  — это луч, по которому волна идет от точки  $P$  к точке  $A_3$  и источник  $P$  как бы «не виден». В оптике рефракция волн объясняет появление миражей, когда становятся видны объекты, находящиеся за горизонтом. В сейсморазведке рефракция обеспечивает выход лучей к земной поверхности и тогда, когда источник возбуждения расположен на той же поверхности или вблизи нее (рис. 1.3), и тем самым создает условия для изучения распределения скорости в толще пород.

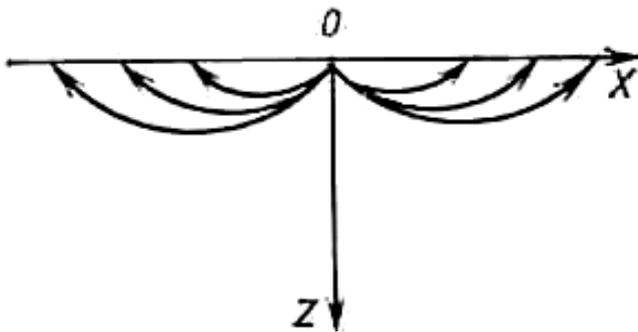


Рис.1.3 Выход лучей к земной поверхности за счет рефракции.

Лучи и фронты дают представление о кинематике волнового процесса—о том, как распространяется возмущение от источника к любой точке в упругом теле. Если в каждой точке на луче известна скорость распространения волны  $v(A)$ , называемая лучевой, то можно найти время, которое волна затрачивает при распространении от источника к любой точке среды, — решить кинематическую задачу. Кинематические задачи подобного типа называют прямыми задачами: по известному распределению скорости в среде находят время прихода волны в заданную точку среды.

При решении кинематических задач совершенно несущественно, каков характер возмущения, распространяющегося в изучаемой среде, т. е. как движутся частицы. Динамическая теория упругих волн устанавливает, что в однородной изотропной среде возможны волны двух типов. Волны первого типа вызывают такие колебания частиц среды, при которых направление перемещения частиц совпадает с направлением распространения волны. Такие волны называют продольными (**P-волнами**). Волны второго типа вызывают колебания, при которых частицы смещаются в направлении, перпендикулярном к направлению распространения волн. Волны этого типа называют поперечными (**S-волнами**). В поперечных волнах вектор перемещения нормален к направлению распространения, т. е. к лучу, а луч нормален к поверхности фронта, следова-

тельно, вектор смещения лежит в плоскости фронта. В жидких и газообразных телах распространяются только продольные волны, называемые звуковыми, акустическими.

Продольные и поперечные волны распространяются с различными скоростями ( $v_p$  и  $v_s$  соответственно). Их значения определяют по формулам:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\sigma}}, \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}} \quad (1.6)$$

где  $\sigma$  - плотность.

Поскольку  $\lambda$  и  $\mu$  положительны, скорость продольных волн всегда выше скорости поперечных. Отношение  $v_p/v_s$

$$v_p/v_s = \sqrt{\frac{\lambda}{\mu} + 2} \quad (1.7)$$

- т.е. является параметром, зависящем только от  $\lambda$  и  $\mu$ , при этом коэффициент Пуассона:

$$\delta = \frac{(v_p/v_s)^2 - 2}{2(v_p/v_s)^2 - 2} \quad (1.8)$$

Поперечные волны бывают двух видов: у одних вектор перемещения имеет только компоненты, лежащие в вертикальной плоскости, и такие волны называют **волнами вертикальной поляризации (SV-волнами)**; у других—только одну компоненту, лежащую в горизонтальной плоскости. Эти волны называют **волнами с горизонтальной поляризацией (SH-волнами)**.

Волновой процесс есть явление, развивающееся в пространстве и времени. Наблюдая за некоторой частицей среды, можно увидеть, что в момент прихода к ней волны частица начинает двигаться, смещаться из положения покоя. Движение ее полностью определяется вектором перемещения. Но так как мы рассматриваем только одну частицу, то  $\vec{U}$  следует отнести к  $x=x_I, y=y_I, z=z_I$ , характеризующим начальное положение частицы, после чего ее движение можно изобразить графически. Для этого необходимо отложить по горизонтальной оси время, а по вертикальной—путь, пройденный в направлении распространения, или любую проекцию  $\vec{U}(x, y, z, t)$  на одну из осей прямоугольной системы координат. Этот график определяет развитие колебаний частицы во времени и называется временным импульсом смещения (рис. 1.4 а).

Размах колебаний частицы определяется амплитудой импульса смещения  $A_{max}$  а продолжительность колебаний—длительностью импульса  $\tau_u$ . Каждый источник упругих волн характеризуется своей формой импульса  $U(t)$ .

К моменту окончания импульса смещения в точке  $(x_I, y_I, z_I)$  фронт волны уйдет на расстояние  $\Delta R = v(x_I, y_I, z_I) \cdot \tau_u$  от этой точки. Следовательно, в один и тот же момент времени колебания занимают некоторую область среды, ограниченную двумя поверхностями, расстояние между которыми  $\ell_u = v(x_I, y_I, z_I) \cdot \tau_u$ , где  $v(x_I, y_I, z_I)$  — скорость волн в точке  $(x_I, y_I, z_I)$ . Величину  $\ell_u$  называют пространственной длительностью импульса смещения. Пространственная и временная длительности импульса смещения однозначно связаны между собой соотношением  $\ell_u = v \cdot \tau_u$ .

Каждый раз, когда фронт возмущения достигает новой области среды, частицы на фронте начинают движение, повторяющее копирующее движение частиц, через кото-

рые фронт проходил раньше. Импульсы смещения в новых точках, охваченных возмущением, отличаются друг от друга только размахом, амплитудой. Поэтому говорят, что импульс смещения в волнах, распространяющихся в идеально-упругой среде, не изменяет свою форму. Эту закономерность можно описать математически:

$$U(x, y, z, t) = A(x, y, z) \cdot f[t - \tau(x, y, z)] \quad (1.9)$$

где  $A(x, y, z)$  — функция, определяющая изменение амплитуды колебаний;

$f(t - \tau)$  — функция, определяющая форму импульса смещения;

$\tau(x, y, z)$  — время пробега волны от источника до точки с координатами  $(x, y, z)$ , причем  $f(t - \tau) = 0$  при  $t - \tau < 0$ ;

$t$  — время, отсчитываемое от момента возбуждения.

Функция  $A(x, y, z)$  учитывает изменение амплитуды импульса смещения при удалении точки наблюдения от источника — **эффект геометрического расхождения**. Так как вся энергия, отдаваемая источником в процессе распространения, распределяется по все большей поверхности фронта, энергия, приходящаяся на единицу поверхности фронта, уменьшается, обуславливая и спад амплитуды колебаний частиц среды. Возрастание поверхности фронта зависит только от формы фронта. Если поверхность фронта — плоскость, то  $A(x, y, z) = A_0 = \text{const}$ . Такую волну называют **плоской**. Источники очень малого размера (в идеале — точечные) создают волну, фронт которой есть сфера с радиусом, возрастающим в однородной изотропной среде по закону  $R(t) = v \cdot t$ . Энергия, приходящаяся на единицу поверхности фронта, в этом случае убывает пропорционально  $1/(4\pi R^2)$ , а амплитуда смещений — по закону  $A_m \sim 1/R$ . Волну с таким фронтом называют **сферической**.

Выявить общие свойства разнообразных импульсов или звуков помогает спек-

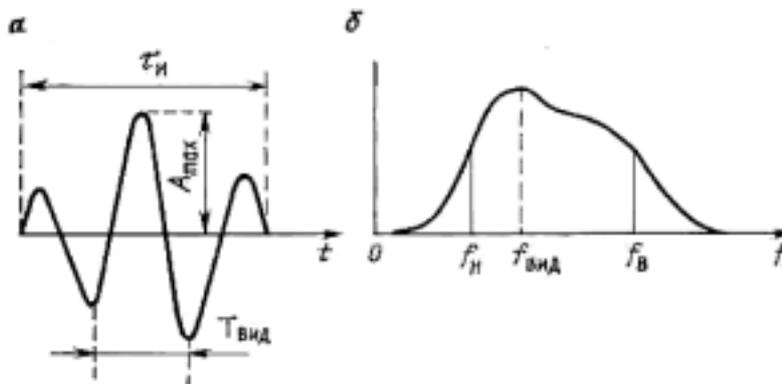


Рис. 1.4 Временной импульс смещения (а) и его амплитудный спектр (б).

тральный подход. Из курса физики известно, что белый цвет видимого света образуется при наложении простых цветов. Простой цвет соответствует электромагнитным волнам, изменяющимся во времени по закону  $A(t) = A \cdot \sin(\omega t + \varphi)$ , где  $\omega = 2\pi/T$  — круговая частота;  $f = 1/T$  — частота;  $T$ ,  $A$  — период и амплитуда синусоидальных колебаний соответственно. Ощущение цвета изменяется при изменении длины волны  $\lambda$  или частоты, связанных между собой соотношением:

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (1.10)$$

где  $c$  — скорость света.

Набор частот определяет частотный спектр видимого света. Амплитуды соответствующих гармонических составляющих образуют амплитудный спектр.

Аналогичным свойством обладают и сейсмические колебания. Если регистрируют импульс какой-либо волны при наблюдениях в ограниченном интервале времени  $T_p$  (например, несколько секунд), то зарегистрированный импульс можно представить в виде *суперпозиции гармонических колебаний*. Каждое колебание имеет свою амплитуду, фазу и частоту. Набор амплитуд и фаз называют амплитудным и фазовым спектром соответственно. Границы, частотного диапазона при этом задаются верхней и нижней граничными частотами, значения которых зависят только от формы импульса. (см. рис.1.4 б). При спектральном подходе сравнение импульсов различных форм сводится к сравнению их частотных диапазонов, задаваемых значениями — верхней и нижней граничными частотами. Импульсы с одинаковыми частотными диапазонами эквивалентны независимо от особенностей их формы.

### 1.1.3 Упругие волны в изотропных неоднородных средах

Простейшим случаем неоднородной является среда, состоящая из двух различных однородных упругих полупространств, разделенных плоской поверхностью. Обозначим скорости и плотности в верхней и нижней средах соответственно через  $v_{P1}, v_{S1}, \rho_1$ , и  $v_{P2}, v_{S2}, \rho_2$ . Примем, что поверхность раздела — горизонтальная плоскость. Точечный источник возбуждения расположим в верхней среде на высоте  $h_{II}$  от границы раздела двух полупространств. Поскольку продольные и поперечные волны распространяются с различными скоростями, можно решать задачу для одного типа волн, используя результаты, независимые от типа возмущения, для другого типа волн. Для определенности примем, что источник возбуждает только продольные волны.

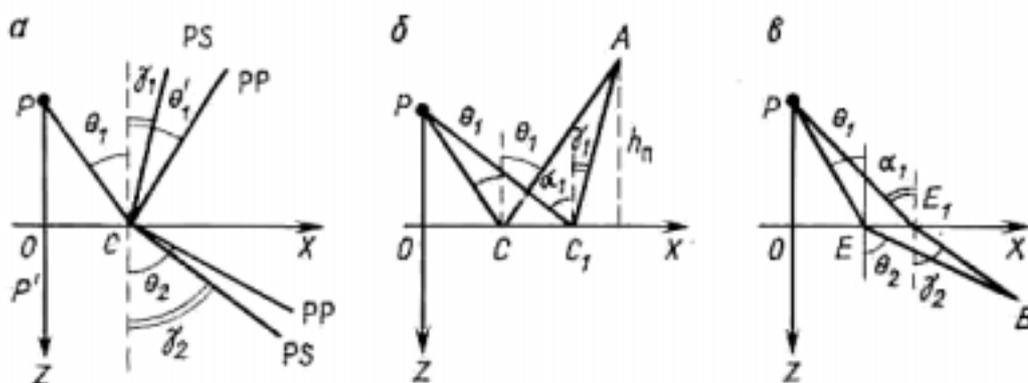


Рис.1.5 Образование отраженных, проходящих и обменных волн на границе двух твердых сред

В силу осевой симметрии задачи относительно вертикальной линии  $PP'$  (рис. 1.5) ограничимся рассмотрением только в плоскости  $XOZ$ . Расположим точку наблюдения  $A$  на высоте  $h_{II}$  от границы полупространства. Координаты источника при этом будут  $x_{II}=0, z_{II}=h_{II}$ , точки приема —  $x_{II}=x, z_{II}=h_{II}$ . За начало отсчета времени будем принимать момент возбуждения. Так как каждое из полупространств однородно, возмущение от источника (точки  $P$ ) до точки  $A$  будет распространяться прямолинейно, по пути  $PA$ . Волна, распространяющаяся этим путем, никак не «чувствует» границу раздела, ведет себя так, как если бы все полупространство было неограниченным и снизу. Луч  $PA$  называют *лучом прямой волны*. В точку границы раздела  $C$  возмущение также подходит по прямой, отрезку  $PC$ . Луч  $PC$  называют *лучом падающей волны*. Направление распространения падающей волны в точке  $C$  однозначно определяется углом между лучем

$PC$  и нормалью  $n$  к границе в точке  $C$  — углом падения  $\theta_1$ . Плоскость, в которой лежит луч падающей волны и нормаль к границе, называют плоскостью падения волны.

Опыт показывает, что звук от источника в точке  $P$  слышен дважды. Вторым звуком, приходящим позже первого, — это знакомое всем эхо. Появление эха означает, что, дойдя до границы, волна изменяет направление распространения. Но так как и в нижней среде слышен звук, то, следовательно, часть энергии, заключенной в падающей волне, проходит в нижнюю среду под границу, а другая часть отражается. Отражение и проникновение волны происходит в точке  $C$ , которую называют поэтому точкой отражения для отраженной волны и точкой преломления для проходящей волны. Волну, проходящую в нижнее полупространство, называют преломленной, проходящей.

Распространение двух новых волн подчиняется всем закономерностям, свойственным волнам в безграничной среде. Прежде всего, кинематика их должна определяться лучами (направлениями распространения) и формой фронтов. Источником же волн, распространяющихся вверх от границ и вниз, можно считать те фиктивные источники, которые, согласно принципу Гюйгенса, образуются на границе в момент достижения ее падающей волной. Для того, чтобы определить, каким путем идут отраженная и проходящая волны от источника к границе и далее к точке наблюдения в верхнем или нижнем полупространстве, достаточно воспользоваться принципом Ферма. Принцип Ферма в данной ситуации приводит к **законам Снеллиуса**, установленным первоначально для света. Закон Снеллиуса утверждает, что луч отраженной волны лежит в плоскости падения, направлен вверх от границы, и угол  $\theta_1'$  между этим лучом и нормалью (угол отражения) всегда равен углу падения, т. е.  $\theta_1' = \theta_1$  (рис. 1.5, а). Луч же проходящей волны исходит из точки  $C$  (точки падения) и лежит в плоскости падения, и угол между нормалью и этим углом (угол преломления)  $\theta_2$  подчиняется соотношению:

$$\sin \theta_2 = \frac{V_{P2}}{V_{P1}} \cdot \sin \theta_1 \quad (1.11)$$

Луч  $PC$  при продолжении его в нижнюю среду преломился, скачком изменил свое направление.

В жидкостях и газах частицы могут свободно перемещаться вдоль границы раздела двух полупространств. Два твердых полупространства контактируют друг с другом так, что при малых деформациях скольжение частиц одного полупространства по границе другого невозможно, частицы на границе находятся в сцеплении друг с другом. Это обстоятельство обуславливает появление в точке  $C$  не только отраженной продольной волны, одноименной с падающей, но и поперечной  $SV$ -волны, которую в этом случае называют **обменной отраженной волной**. Поперечная  $PS$ -волна образуется и в нижнем полупространстве, ее называют **обменной проходящей волной**. Таким образом, одна падающая продольная волна при встрече на своем пути границы, на которой скачком изменяется скорость продольных волн, порождает четыре волны — две продольные и две поперечные. Поперечная падающая волна в общем случае также породит четыре волны — две поперечные и две обменные продольные. Этим звуковые волны существенно отличаются от упругих — в жидкостях и газах граница раздела двух сред порождает только две продольные волны — отраженную и проходящую.

Кинематика обменных волн также вытекает из принципа Ферма и подчиняется **обобщенному закону Снеллиуса** для упругих волн: лучи этих волн лежат в плоскости падения, а углы отражения  $\gamma_1$  и преломления  $\gamma_2$  обменных поперечных волн (углы между лучом каждой из этих волн и нормалью к границе в точке падения или отражения) подчиняются соотношениям

$$\sin \gamma_1 = \frac{v_{S1}}{v_{P1}} \sin \theta_1, \quad \sin \gamma_2 = \frac{v_{S2}}{v_{P1}} \sin \theta_1 \quad (1.12)$$

С учетом формулы (1.12) можно записать обобщенный закон Снеллиуса в виде

$$\frac{\sin \theta_1}{v_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{v_{P2}} = \frac{\sin \gamma_1}{v_{S1}} = \frac{\sin \gamma_2}{v_{S2}} \quad (1.13)$$

где  $\theta_1$  — угол падения продольной волны;  $\theta_2$  — угол ее преломления;  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  — углы отражения и преломления обменных волн соответственно. Фактически же  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  — это углы, под которыми из точки отражения выходят лучи новых волн, образующихся здесь же на границе.

Принципы Ферма, Гюйгенса и вытекающие из них законы Снеллиуса являются законами *геометрической сейсмоки*. Их использование позволяет решать разнообразные кинематические задачи сейсморазведки.

В точке наблюдения  $A$  должно наблюдаться появление трех волн: прямой, идущей по пути  $PA$ ; продольной отраженной, идущей по пути  $PCA$ , так, чтобы  $\theta_1 = \theta_1'$ , и обменной отраженной (рис. 1.5, б). Она может попасть в точку  $A$ , если обменная волна образуется не в точке  $C$ , а в точке  $C_1$ , где угол  $\gamma_1$  связан с углом  $\alpha_1$  законом Снеллиуса:

$$\sin \gamma_1 = \frac{v_{S1}}{v_{P1}} \quad (1.14)$$

В точке  $B$  под границей можно наблюдать две волны — продольную и поперечную (рис. 1.5, в). Продольная волна идет от источника по пути  $PEB$ , а обменная волна — по пути  $PE_1B$  так, что углы  $\theta_1$ ,  $\theta_2$ ,  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$  удовлетворяют закону Снеллиуса:

$$\sin \gamma_2 = \frac{v_{S2}}{v_{P1}} \sin \alpha_1; \quad \sin \theta_2 = \frac{v_{P2}}{v_{P1}} \sin \theta_1. \quad (1.15)$$

**Образование головных волн.** Как следует из выражения (1.11), если  $v_{P2} > v_{P1}$ , то луч преломленной волны по мере увеличения угла падения падающей волны будет приближаться к границе раздела, т. е.  $\sin \theta_2 > \sin \theta_1$ . Когда  $(v_{P2} \cdot \sin \theta_1) / v_{P1} = 1$ ,  $\theta_2 = 90^\circ$ , луч преломленной волны направлен строго вдоль границы раздела двух сред (рис. 1.6). Фронт преломленной волны в точках границы оказывается направленным перпендикулярно к границе, он опирается на нее и в таком положении скользит вдоль границы. Следовательно, энергия к точкам границы, расположенным правее точки  $K_1$  и левее

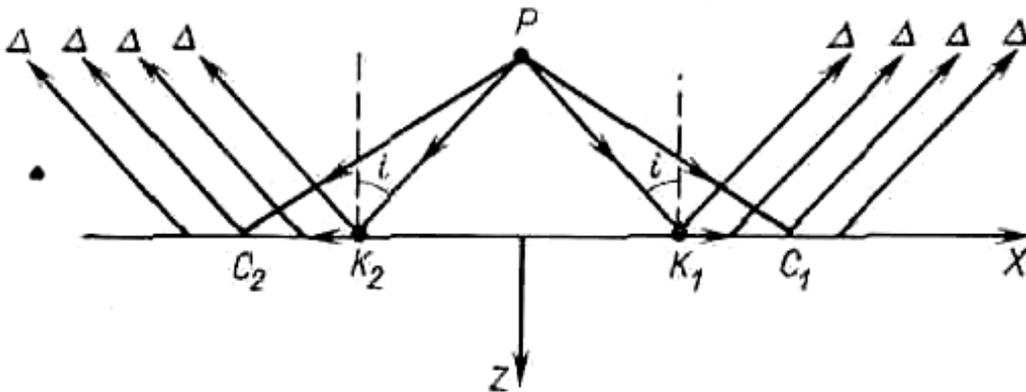


Рис. 1.6. Образование головных волн

точки  $K_2$ , поступает двумя путями: непосредственно по прямым  $PC$  (см. рис. 1.6) и от источника до точек  $K_1, K_2$ , а затем от этих точек по прямым  $KC$ . Поскольку  $v_{P2} > v_{P1}$ , волна, идущая по пути  $PK_1C_1$  ( $PK_2C_2$ ), опережает волну, идущую по пути  $PC$ . Согласно принципу Гюйгенса, точки фронта преломленной волны, расположенные на самой границе, являются источниками, возбуждающими волну иным способом, чем это происходило при отражении. Отраженная волна в точке  $C$  образуется лишь тогда, когда до нее дойдет падающая, т. е. позже. С помощью принципа Ферма или принципа Гюйгенса устанавливается, что образуемая новым способом волна распространяется только в области, лежащей правее критического луча  $K_1$  (левее  $K_2$ ), лучи этой волны параллельны друг другу и направлены под **критическим углом**  $i$  к нормали к границе так, что

$$\sin i = v_{P1}/v_{P2}$$

Новую волну называют **головной**, и она распространяется по сложной траектории — от источника до границы по лучу, направленному под критическим углом, со скоростью  $v_{P1}$ , далее вдоль границы со скоростью  $v_{P2}$ , и от каждой точки границы по лучу, направленному под тем же критическим углом, со скоростью  $v_{P1}$  она выходит к точкам наблюдения. Если  $v_{S2} > v_{P1}$ , то образуется и обменная головная волна, идущая по лучу, направленному под углом  $i_S$  в верхней среде как продольная  $\sin i_S = v_{P1}/v_{S2}$ , затем вдоль границы как поперечная и от границы как поперечная же вверх, по лучу, направленному под тем же углом  $i_S$ .

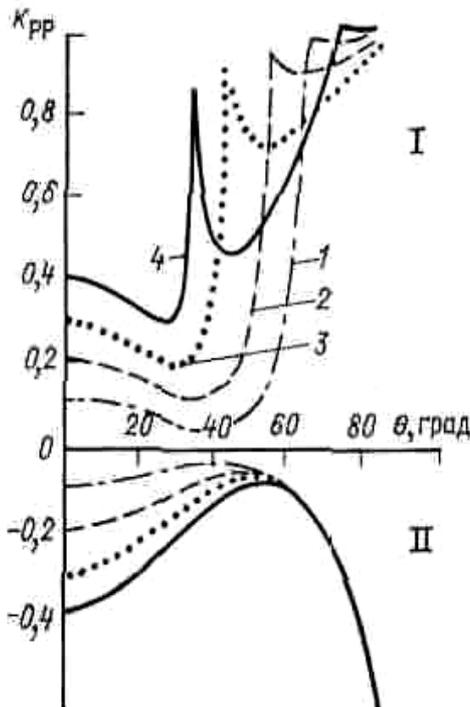


Рис.1.7 Зависимость коэффициента отражения продольных волн от угла падения.

I — волна падает из среды с параметрами  $V_p=2400$  м/с,  $V_s=1440$  м/с,  $\rho = 2,2$  г/см<sup>3</sup> на границу со средой: 1 —  $V_p=2700$  м/с,  $V_s=1620$  м/с,  $\rho = 2,4$  г/см<sup>3</sup>, 2 —  $V_p=3000$  м/с,  $V_s=1800$  м/с,  $\rho = 2,62$  г/см<sup>3</sup>, 3 —  $V_p=3600$  м/с,  $V_s=2160$  м/с,  $\rho = 2,72$  г/см<sup>3</sup>; 4 —  $V_p=4300$  м/с,  $V_s=2580$  м/с,  $\rho = 2,78$  г/см<sup>3</sup>; II — волна падает на среду с параметрами  $V_p=2400$  м/с,  $V_s=1440$  м/с,  $\rho = 2,2$  г/см<sup>3</sup> из сред 1—4

**Динамика отраженных и головных волн.**

При падении на плоскую границу раздела продольной сферической волны часть энергии проходит в нижнюю среду, часть — отражается. В твердых средах энергия падающей волны расходуется на образование двух отраженных и двух проходящих преломленных волн. Вследствие этого амплитуда колебаний в отраженных волнах должна изменяться относительно амплитуды падающей волны. Динамическая теория упругих волн показывает, что при отражении упругих волн форма импульса отраженной волны совпадает с формой импульса падающей до тех пор, пока угол падения не достигнет критического значения. При дальнейшем увеличении угла падения форма импульса отраженной волны начинает зависеть от угла падения.

Амплитуда отраженной волны определяется двумя факторами — расстоянием, которое волна проходит от источника до границы и далее до точки наблюдения, и **коэффициентом отражения**  $k(\theta)$  — величиной, не превышающей единицы и зависящей от угла падения и упругих свойств контактирующих сред:

Амплитуда отраженной волны определяется двумя факторами — расстоянием, которое волна проходит от источника до границы и далее до точки наблюдения, и **коэффициентом отражения**  $k(\theta)$  — величиной, не превышающей единицы и зависящей от угла падения и упругих свойств контактирующих сред:

$$A_{\text{МАХ отр}} = \frac{A_0}{R_1 + R_2} \cdot k_{12}(\theta) \quad (1.16)$$

где  $R_1$  — расстояние от источника до точки отражения;  $R_2$  — расстояние от точки отражения до точки наблюдения;  $A_0$  — константа, определяющая интенсивность источника;  $\theta$  — угол падения. Принято, что  $R_1, R_2 \gg \lambda_H$ , где  $\lambda_H$  — максимальная длина волны в спектре импульса смещения.

При нормальном падении, когда  $\theta=0$ , выражение для  $k_{12}$  принимает простой вид:

$$k_{12} = \frac{\sigma_2 \cdot v_2 - \sigma_1 v_1}{\sigma_1 \cdot v_1 + \sigma_2 v_2}, \quad k_{21} = \frac{\sigma_1 \cdot v_1 - \sigma_2 v_2}{\sigma_1 \cdot v_1 + \sigma_2 v_2}. \quad (1.17)$$

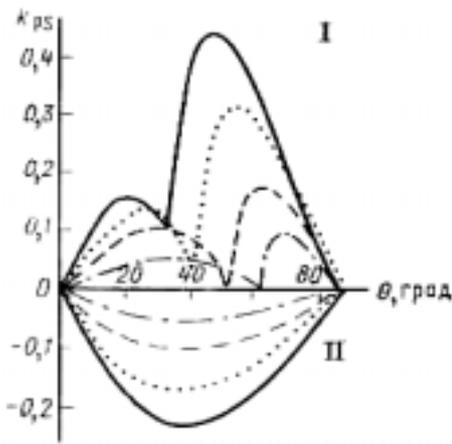


Рис.1.8 Зависимость коэффициента отражения обменных волн от угла падения (условные обозначения и параметры сред см. рис.1.7)

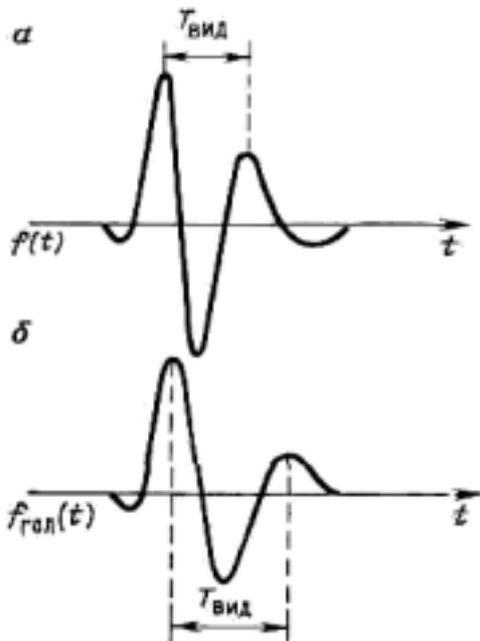


Рис.1.9 Импульсы смещения падающей (а) и головной (б) волн

Величину  $Z=\sigma \cdot v$  называют акустической жесткостью для продольных или поперечных волн соответственно. Как видно из выражений (1.17), отражательная способность границы зависит только от перепада акустических жесткостей, а не просто скоростей. При  $Z_1 < Z_2$  коэффициент отражения становится отрицательным. Это означает, что импульсы падающей и отраженной волн соотносятся между собой как зеркально перевернутые относительно оси времени. Такой эффект называют **обращением полярности** — импульс отраженной волны приобретает отрицательную полярность относительно импульса падающей. Зависимость коэффициента отражения от угла падения при различных параметрах упругих сред приведена на рис. 1.7. При углах падения, не превышающих критического значения, импульсы обменных волн имеют ту же форму, что и импульсы падающих. Обменные волны при нормальном угле падения не образуются. Зависимость коэффициента отражения обменных волн типа  $PS$  от угла падения приведена на рис.1.8.

Форма импульса головной волны существенно отличается от формы импульса падающей. При больших расстояниях между точкой наблюдений и источником (рис.1.8) импульс смещения головной волны связан с импульсом падающей волны соотношением:

$$f_{\text{гол}}(t) = \int_0^t f(\tau) dt, \quad (1.18)$$

где  $f(\tau)$  — импульс смещения падающей волны. По этой причине спектр головной волны имеет меньшую ширину, больший видимый период и меньшие значения  $f_H, f_V$  и  $f_{\text{вид}}$ .

Головная волна становится более низкочастотной по сравнению с падающей. Когда расстояние, проходимое волной вдоль преломляющей границы, становится сравнимым с расстоянием  $R$  между источником и точкой наблюдения, амплитуда головной волны убывает пропорционально  $1/R^2$ .

**Дифракция упругих волн.** Явление дифракции, известное из оптики, свойственно всем волновым процессам. Оно выражается в том, что возмущение в однородной среде достигает тех точек пространства, которые расположены за препятствием, не пропускающим волны. Строгое решение задачи о поле волн в среде с объектом сложной формы возможно только для весьма простых ситуаций. Однако лучевые построения позволяют понять причину возникновения дифракции и решить задачу о кинематике этих волн практически во всех интересных для практического использования случаях.

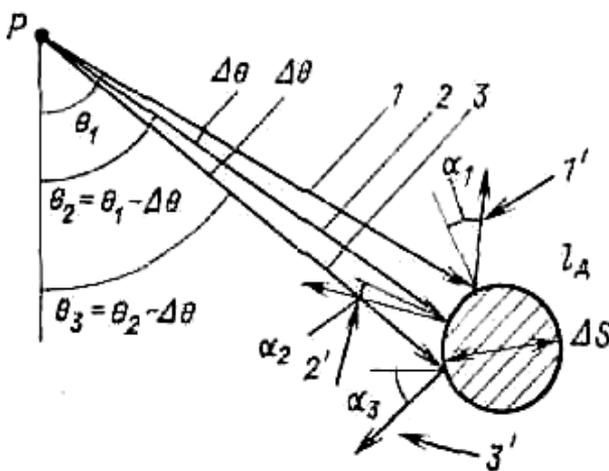


Рис.1.10 Образование дифрагированных волн на локальной неоднородности.

1—3 — лучи падающей волны;  
1'—3' — лучи «отраженных» волн

Рассмотрим однородное пространство, в котором находится неоднородность с максимальными линейными размерами  $l_D$  (рис.1.10). Пусть расстояние от точечного источника до включения значительно превышает линейные размеры его сечения. Если упругие свойства включения отличаются от свойств окружающей среды, то в каждой точке падения волны на этот объект должны образовываться отраженная и преломленная волны, а лучи их должны идти так, чтобы удовлетворять закону Снеллиуса. При малом перемещении точки падения по поверхности неоднородности  $\Delta S$  направление нормали к ней быстро изменяется. Таким образом, при малом различии двух лучей падающей волны исходящие из точек поверхности  $\Delta S$  лучи «отраженных» и «преломленных» волн будут направлены во все стороны. Включение становится «видимым» во всех точках пространства.

При малом различии  $\theta$  и  $\theta \pm \Delta\theta$  практически «один» луч падающей волны дает начало лучам, выходящим во всех направлениях. Если размеры включения малы по сравнению с минимальной длиной волны спектра импульса падающей волны, то она достигает всех точек поверхности этого объекта почти одновременно, и эти точки становятся, по принципу Гюйгенса, источниками вторичных волн. Следовательно, к любой точке среды волны, порождаемые фиктивными элементарными источниками, будут приходить также одновременно. Но это означает, что, с точки зрения наблюдателя, включение есть «точка». «Увидеть» отдельные части такого включения окажется невозможным.

Приведенные рассуждения позволяют на качественном уровне утверждать, что дифракция возникает тогда, когда размер локальной неоднородности сравним с наименьшей длиной волны в спектре падающей волны, или поверхность, отделяющая неоднородность от окружающей среды, имеет такие участки, на которых нормаль к ней быстро и в широких пределах изменяет свое направление, когда точка отражения смещается на расстояние, сравнимое с наименьшей длиной волны. В обоих случаях в среде

появляются как бы два источника: один истинный и второй, распределенный по дифрагирующему объему, который возникает только в момент прихода к нему волны от истинного источника. Отсюда становится ясен путь решения кинематических задач дифракции: используя принцип Ферма, необходимо найти тот путь от источника до дифрагирующего объекта и от этого объекта до точки наблюдения, который обеспечивает минимум времени пробега. Если окружающая среда однородна, то каждый из участков пути есть отрезок прямой линии.

**Поверхностные волны.** Источник упругих волн обычно располагают на дневной поверхности или несколько ниже ее, в мелкой скважине. Так как плотность воздуха много меньше плотности пород, влиянием воздуха на движение частиц на этой границе (называемой свободной) можно пренебречь. Теоретическое решение, найденное впервые Рэлеем, показывает, что на свободной границе развиваются колебания особого типа, напоминающие колебания поверхности воды. Эти колебания представляют собой волну с цилиндрическим фронтом. Ось цилиндрического фронта проходит через источник и перпендикулярна к поверхности. Волна, называемая **волной Рэлея**, распространяется радиально вдоль свободной границы. Частицы среды при этом движутся по эллиптическим траекториям в вертикальной плоскости. Однако размах колебаний частиц на фронте быстро убывает с удалением от свободной поверхности. На глубинах, сравнимых с  $v/f_{вид}$ , волна этого типа практически полностью затухает.

Поверхностные волны могут образоваться и на границах твердого и жидкого полупространств (волны Стоунли). По указанной выше специфике распределения энергии их называют поверхностными волнами. Скорость волн Рэлея зависит от коэффициента Пуассона и скорости поперечных волн (она, как правило, не превышает  $0,9 v_s$ ). При возбуждении упругих волн источниками, расположенными на свободной поверхности, более 60 % энергии источника уходит на образование волн Рэлея, обуславливая их чрезвычайно высокую интенсивность. По мере удаления источника упругих волн от свободной границы интенсивность волн Рэлея резко падает, и, если глубина расположения источника превышает  $v/f_{вид}$  (где  $f_{вид}$  — видимая частота спектра импульса возбуждаемых волн), то интенсивность этих волн становится весьма незначительной. Интенсивность поверхностных волн Стоунли также быстро падает, когда источник приподнимается над границей твердого и жидкого полупространств так, что расстояние от него до дна становится сравнимым с  $v/f_{вид}$ .

**Отражение от неровных границ.** Границы раздела внутри геологической среды во многих случаях заведомо не являются бесконечными плоскостями, для которых по-

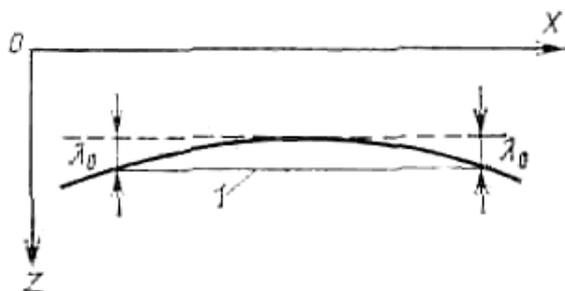


Рис.1.11 К определению локально плоской границы.

1 — вертикальное сечение эллипса, ограничивающего площадь, формирующую отражение

лучены основные результаты предыдущих разделов. Применимость этих результатов к реальным, не плоским и ограниченным по размерам поверхностям вытекает из строгого решения задачи об отражении сферических волн от плоской границы. Согласно этому решению, отражение от бесконечной плоской границы формируется не точкой отражения и не всей плоскостью, а только окрестностью границы вблизи точки отражения, кинематически являющейся точкой зеркального отражения. Для сигнала с узким спектром эта окрестность практически соответствует первой зоне Френеля преобладающей

гармонической составляющей и имеет форму эллипса, большая ось которого  $a$  вытянута в плоскости падения, а малая  $b$ —нормальна к ней. Величины  $a$  и  $b$  определяются соотношениями:

$$a = \frac{l}{\cos\theta} \cdot \sqrt{\lambda_0 \cdot \frac{R_1 \cdot R_2}{R_1 + R_2}}, \quad b = \sqrt{\lambda_0 \cdot \frac{R_1 \cdot R_2}{R_1 + R_2}} \quad (1.19)$$

где  $\theta$  — угол падения;  $R_1, R_2$  — расстояния от точки зеркального отражения до источника и от этой точки до точки наблюдения соответственно;  $\lambda_0 = v/f_{\text{вид}}$ ;  $v, f_{\text{вид}}$  — скорость и видимая частота спектра падающей волны соответственно. Отсюда следует, что криволинейную границу можно рассматривать как локально плоскую в окрестности каждой точки отражения, если она не более чем на  $\lambda_0$  отличается от плоскости по краям эллипса, ограничивающего площадь, формирующую отражение (рис.1.11). При этом кинематика отраженных волн будет полностью определяться формой отражающей границы и законами Снеллиуса, а динамика—только перепадом акустической жесткости и геометрическим расхождением.

Если на отражающей границе сложной формы имеются локально плоские площадки, такие, что на них образуются точки зеркального отражения относительно точки наблюдения, то они будут порождать **боковые волны**, аналоги оптических бликов на поверхности воды. Примером боковых волн является двойное эхо, слышимое в ущелье с крутыми бортами, — отражение от правого и левого бортов. Для границы очень сложной формы в каждой точке наблюдения будет регистрироваться множество отраженных волн. Граница становится шероховатой, нерегулярной, и применять формулу (1.17) для расчета коэффициента отражения становится невозможно.

**Поглощение упругих волн в горных породах.** На динамику сейсмических волн в реальных средах большое влияние оказывает степень поглощения сейсмической энергии. Поглощение вызывается потерями упругой энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны  $A$  экспоненциально убывает с расстоянием  $x$ , т.е.

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (1.20)$$

где  $A_0$  — начальная амплитуда;  $\alpha$  — амплитудный коэффициент поглощения.

Амплитудный коэффициент поглощения, различен для разных пород. Он возрастает с ростом пористости, трещиноватости пород, с уменьшением глубины их залегания и водонасыщенности. В среднем у изверженных, метаморфических и сцементированных осадочных пород  $\alpha = 10^{-5} - 10^{-3}$  (1/м), у рыхлых осадочных  $\alpha = 10^{-3} - 0,5$  (1/м). Кроме того, амплитудный коэффициент поглощения зависит от частоты сигнала: он возрастает с увеличением частоты, приблизительно с линейной зависимостью. Поэтому для оценки поглощающих свойств среды часто используют понятие декремент поглощения

$$\beta = \alpha/\lambda, \quad (1.21)$$

определяющий ослабление амплитуды гармонического колебания при его распространении на расстояние, равное длине волны  $\lambda$ .

#### 1.1.4 Обоснование сейсмических методов разведки

В типичной для сейсморазведки ситуации изучаемая среда занимает полупространство, свободной границей которого является земная поверхность. Возбуждаемые на этой поверхности или вблизи нее волны в процессе своего распространения охватывают одну область за другой, проникая во все точки изучаемой среды. Когда распространяющаяся от источника волна встречает на своем пути первую границу, на которой

скачкообразно изменяются упругие свойства среды, образуются отраженные или отраженные и преломленные (головные) и проходящие волны. Отраженные и преломленные волны возвращаются к земной поверхности, проходящие—беспрепятственно идут вниз до тех пор, пока на их пути не встретится вторая граница. На этой границе снова образуются отраженные и при определенных условиях преломленные волны, начинающие свой путь к земной поверхности. Описанный процесс повторяется на каждой границе внутри изучаемой толщи, в результате чего к земной поверхности приходят все новые и новые волны: отраженные, обменные, преломленные, а при соответствующих условиях и дифрагированные.

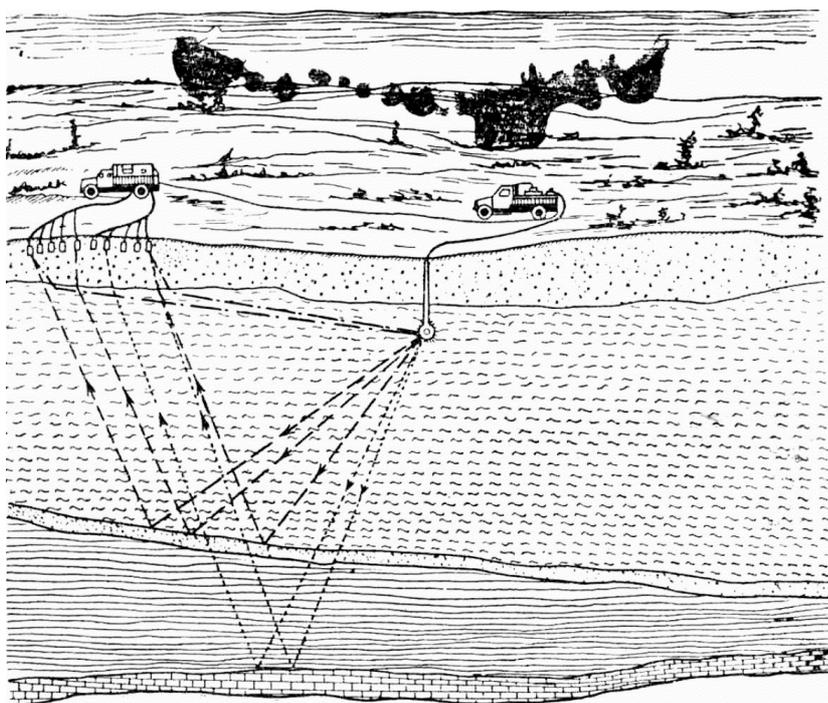


Рис.1.12 Общая схема проведения сейсморазведочных работ.

Отраженные от каждой границы волны проходят путь от источника до точки отражения и от этой точки к земной поверхности, т.е. дважды пробегают толщу, заключенную между земной поверхностью и отражающей границей (рис.1.12). Каждому лучу падающей на границу волны соответствуют свой луч отраженной волны и своя длина этого пути. Если отраженные от одной и той же границы волны принимают на различных расстояниях от источника, то время

прихода этих волн будет, очевидно, зависеть от положения границы в толще пород, скорости в этих породах и расстояния между источником и приемником.

График зависимости времени прихода отраженной волны от расстояния источник — приемник называют **годографом отраженной волны** для соответствующей отражающей границы. Годограф можно построить, экспериментально изучая времена прихода отраженных волн на различных расстояниях от источника. Если отражающая граница локально плоская, то годограф отраженной волны приобретает простой вид и по нему легко определить скорость волн в покрывающей границу толще и положение границы в разрезе. В частности, при  $x=0$ ,  $t(x)=t_0(x)$  можно в каждой точке земной поверхности, где возбуждались колебания, найти эхо глубину — расстояние между соответствующей точкой земной поверхности и отражающей границей по нормали к границе:

$$h = \frac{t_0 \cdot v}{2} \quad (1.22)$$

где  $h$  — эхо глубина;  $v$ — скорость в толще, покрывающей границу. Зная  $h$  в различных точках земной поверхности, можно найти и положение отражающей границы. Для этого достаточно найти геометрическое место точек, соответствующих постоянному значению эхо глубины. Очевидно, что геометрическим местом точек отражения

является сфера с радиусом  $R = h$ . Поверхность, огибающая систему таких сфер, дает положение отражающей границы.

Годограф волны, отраженной от кровли пласта или пачки слоев, содержит информацию о скорости в толще, залегающей выше кровли. Годограф волны, отраженной от подошвы пласта или пачки слоев, содержит информацию о той же толще и дополнительно о скорости в пласте или пачке слоев. Совместное исследование соседних пар годографов может, следовательно, дать сведения о скорости в пласте или пачке слоев. На этом и основывается изучение распределения скорости по глубине и в плане.

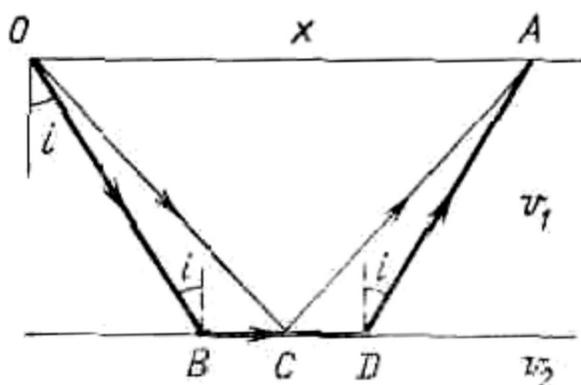


Рис. 1.13 Траектории лучей отраженных и преломленных волн.  
O — источник; A — приемник

Годограф отраженных волн не содержит информации о скорости волн в породах, залегающих ниже отражающей границы. Динамические характеристики отраженных волн — амплитуды, форма импульса — дают возможность оценить лишь акустическую контрастность границы (различие в акустических жесткостях контактирующих пород) и в принципе поглощающие свойства той среды, которую прошла отраженная волна.

Преломленные волны, проходящие часть своего пути вдоль преломляющей границы со скоростью волн в подстилающих эту границу породах, восполняют

этот недостаток отраженных волн (см. рис.1.13). Принимая преломленные волны на земной поверхности и измеряя время их прихода в зависимости от расстояния от источника до приемника, можно получить *годограф преломленных волн*. Как видно из рис.1.13, годограф преломленных волн несет информацию только о скорости волн в породах под преломляющей границей. Если в изучаемой толще имеются границы, на которых скорость волн скачкообразно возрастает, превышая каждое из предшествующих значений, то на таких границах будут образовываться преломленные волны, несущие информацию о скоростях в породах, подстилающих соответствующую преломляющую границу.

Отраженные и преломленные волны при их совместном использовании в ряде случаев значительно расширяют возможности сейсморазведки. Однако различия в кинематических и динамических характеристиках этих волн привели к тому, что методы, основанные на их использовании, с самого начала своего существования развивались раздельно. Использование отраженных волн лежит в основе метода отраженных волн (МОВ), головных преломленных — в основе метода преломленных волн (МПВ).

## 1.2 Сейсморазведочная аппаратура

В техническом отношении сейсморазведка является наиболее сложным видом геофизических исследований. Это связано, в основном, с двумя обстоятельствами: в каждой точке наблюдения на профиле необходимо возбуждать достаточно интенсивные колебания, обеспечивающие глубинность разведки в несколько километров, и при каждом положении пункта возбуждения необходимо вести прием упругих волн, как правило, одновременно во многих пунктах наблюдения (от 24 до 96 и более).

Собственно *сейсмическая аппаратура* включает в себя *источник* (источники) упругих волн; устройства, воспринимающие упругие колебания и преобразующие их в

электрические, — *сейсмоприемники* в наземной сейсморазведке и *пьезоприемники* (гидрофоны) в морской; *сейсмостанцию*, представляющую собой многоканальный регистратор, управляющий включением источника и обеспечивающий точный отсчет времени от момента включения источника до конца записи упругих колебаний. Современные сейсмостанции имеют в своем составе миникомпьютеры и периферийные устройства объединенные в единый аппаратурный комплекс.

### 1.2.1 Источники упругих волн

Источником упругих волн может являться любое устройство, позволяющее в заданный момент времени осуществить механическое воздействие на незамкнутую или замкнутую поверхность упругой среды. Простейшим видом источника упругих волн является молот, которым ударяют по поверхности земли или стенке горной выработки. Источник упругих волн в общем случае состоит из трех элементов: накопителя энергии (механической, химической, электрической, тепловой); устройства, позволяющего в заданный момент времени преобразовать накопленную энергию в механическое воздействие на упругое тело; рабочего органа, с помощью которого осуществляют это механическое воздействие. Реальные источники воздействуют на площадки упругого тела, размеры которых не превышают в большинстве случаев 1—2 м<sup>2</sup>.

По характеру поверхности, на которую воздействуют механические силы, все источники можно разделить на две группы: *погружные* источники, действующие на замкнутую поверхность внутри среды; *поверхностные*, действующие на разомкнутую поверхность (на свободную поверхность земли, стенку горной выработки, шурфа, скважины). Погружные источники генерируют преимущественно продольные волны, поверхностные источники — одновременно продольные и поперечные волны. По величине накапливаемой энергии источники подразделяют на маломощные—энергия изменяется от десятков до 10<sup>4</sup> Дж, средней мощности—от 10<sup>4</sup> до 10<sup>6</sup> Дж и мощные—от 10<sup>6</sup> до 10<sup>9</sup> Дж и более. По продолжительности воздействия на упругое тело все источники также разделяют на *импульсные*, время воздействия которых на среду изменяется от 0,1·10<sup>-3</sup> до 0,1 с, и *квазинепрерывные*, время воздействия которых изменяется от 2—3 до 20 с и более.

Конструкция и технические параметры определяют только потенциальную эффективность того или иного источника. Интенсивность, форма импульса, состав возбуждаемых волн (доля продольных и поперечных) зависят от условий возбуждения. Условия возбуждения определяются качеством контакта рабочего органа с породой и упругими свойствами среды вблизи источника. В зависимости от условий возбуждения интенсивность возбуждаемых источником волн может изменяться в тысячи раз. В наземной сейсморазведке в настоящее время наиболее широко применяют три вида источников: конденсированные взрывчатые вещества (ВВ); установки газовой детонации; вибросейсмические платформы. Меньшее применение имеют устройства, использующие свободно падающий груз.

*Источники на основе ВВ* используют в основном в погружном варианте. Заряд массой от 100 г до нескольких килограммов (цилиндрические или призматические заряды) помещают в скважину, наполненную водой. Заряд снабжают электродетонатором, подрыв которого по команде с сейсмостанции в заданный момент времени обеспечивает взрыв всего заряда. Образующийся при взрыве газ имеет высокую температуру и давление в сотни и тысячи мегапаскалей. Под действием этого давления стенки полости, образующейся при взрыве, смещаются, воздействуя на окружающую среду. Использование ВВ при взрыве на свободной поверхности резко снижает эффективность возбуждения и применяется в исключительных случаях.

**Установки газовой детонации (УГД)** используют для возбуждения упругих волн газозрывную смесь, заполняющую цилиндр с подвижной нижней стенкой — поршнем или диафрагмой. Такой цилиндр прижимают к поверхности автомашины, на которой смонтирован источник. В заданный момент времени по команде с сейсмостанции газ поджигают и происходит его взрывообразное сгорание, при котором объем газа резко возрастает. Газ под большим давлением резко давит на поршень или мембрану и, поскольку движение цилиндра вверх затруднено инертной массой автомобиля, давление передается на грунт в место его контакта с рабочим органом газозрывного источника.

**Источники типа «вибросейс»** возбуждают квазинепрерывные колебания. Генерация волн обеспечивается за счет знакопеременных сил, действующих по нормали к поверхности контакта. Вибросейсмический источник представляет собой металлическую платформу, прижимающуюся к поверхности земли автомобилем, на котором смонтирована вся установка. Масса такой установки достигает 17 т, что обеспечивает хороший контакт платформы с грунтом. С помощью гидравлического привода в рабочий цилиндр платформы нагнетают масло так же, как это происходит в гидравлическом домкрате, и шток цилиндра заставляет смещаться прикрепленную к нему платформу. Объем масла в рабочем цилиндре то увеличивают, то уменьшают, при этом платформа либо давит на грунт, либо отжимается деформированным грунтом вверх, и нагрузка на грунт изменяется относительно статической, возникающей под действием массы автомобиля. При этом период сжатия — разрежения (движение вниз-вверх) плавно изменяют — от высокой частоты к низкой или наоборот. Время действия источника типа «вибросейс» (интервал времени от начала колебаний платформы до окончания) составляет 10—20 с, а частоту, с которой движется платформа, изменяют от нескольких до 100 Гц.

**Источник типа падающего груза** используют в основном при разведке, не требующей большой глубинности, чаще всего при решении инженерно-геологических задач. Такой источник представляет собой подъемник, который поднимает груз массой несколько сотен килограммов на высоту в 6—8 м. По команде с сейсмостанции держатель груза раскрывается и груз начинает падать. Момент его касания земли отмечается специальным устройством и передается как отметка момента возбуждения на сейсмостанцию.

При сейсмических работах на акваториях наиболее широко применяют пневматические и электроискровые источники.

**Пневматические источники** представляют собой толстостенные камеры, в которые под давлением в 10—15 МПа закачивают воздух. Накапливаемая таким образом энергия определяется давлением воздуха и объемом камеры (обычно 0,5 — 30 л). С помощью специальных клапанов по команде с сейсмостанции камера вскрывается, и воздух с большой скоростью выталкивается из нее в воду. Образуется воздушная полость, стенки которой движутся с большой скоростью, создавая избыточное (относительно гидростатического) давление в примыкающем к ней слое жидкости. Пневматические источники (пневмопушки) относятся к источникам средней мощности. Запасаемая в них энергия не превышает 200—300 кДж.

В **электроискровых источниках** используют электрическую энергию, запасаемую на конденсаторах. Собственно источником служат два электрода, которые в заданный момент времени подключают к высоковольтным (10-15 тыс. вольт) конденсаторам, и в воде происходит высоковольтный электрический разряд, такой же, как при грозе происходит в воздухе. Примыкающая к электродам жидкость превращается в перегретый пар, образуется парогазовая полость, давление внутри которой достигает сотен и тысяч мегапаскалей при температуре в несколько тысяч градусов. Движение стенок этой полости далее происходит в общих чертах так же, как и в воздушной полости

при использовании пневмопушки. Электроискровые источники относятся к маломощным. Запасаемая в них энергия, как правило, не превосходит 100 кДж.

Для эффективного использования тех или других источников их необходимо погружать в водную толщу на глубину порядка  $1/4$  длины волны центральной частоты в спектре возбуждаемого сигнала. В силу того, что при работе на акваториях источник погружают в водную толщу, являющуюся по сравнению с породами верхней части разреза практически идеально-упругой и идеально-однородной средой, идентичность возбуждаемых колебаний оказывается значительно более высокой, чем у наземных источников.

Погружные и поверхностные источники имеют свои преимущества и недостатки. Преимуществом погружных является то, что они практически не возбуждают поверхностные волны и обладают высоким коэффициентом полезного действия. Для таких источников можно обеспечить достаточно хорошие условия возбуждения, помещая их в скважинах на нужной глубине в консолидированных породах. Недостатком является то, что при использовании погружных источников необходимо вести бурение, что удорожает разведку, увеличивает время ее проведения и возможно далеко не всегда. Преимуществом поверхностных источников является то, что при их использовании отпадает надобность в бурении скважин, нагрузки на грунт при их действии относительно невелики и поэтому их можно использовать при работах вблизи населенных пунктов и промышленных объектов, включая городские территории. Недостатком является более низкий, чем у погружных, коэффициент полезного действия, зависимость интенсивности и формы возбуждаемых волн от условий возбуждения — строения и свойств грунта у поверхности земли, высокий уровень возбуждаемых такими источниками поверхностных волн.

### 1.2.2 Приемники упругих волн

В наземной сейсморазведке наблюдения ведут в большинстве случаев на свободной поверхности земли. Приход упругих волн к поверхности вызывает ее движение, и это движение необходимо воспринять и преобразовать в изменение электрического напряжения. Преобразование механических колебаний в электрическое напряжение осуществляют с помощью электродинамического устройства, представляющего собой инертную массу (якорь), подвешенную на пружине, которая, в свою очередь, жестко

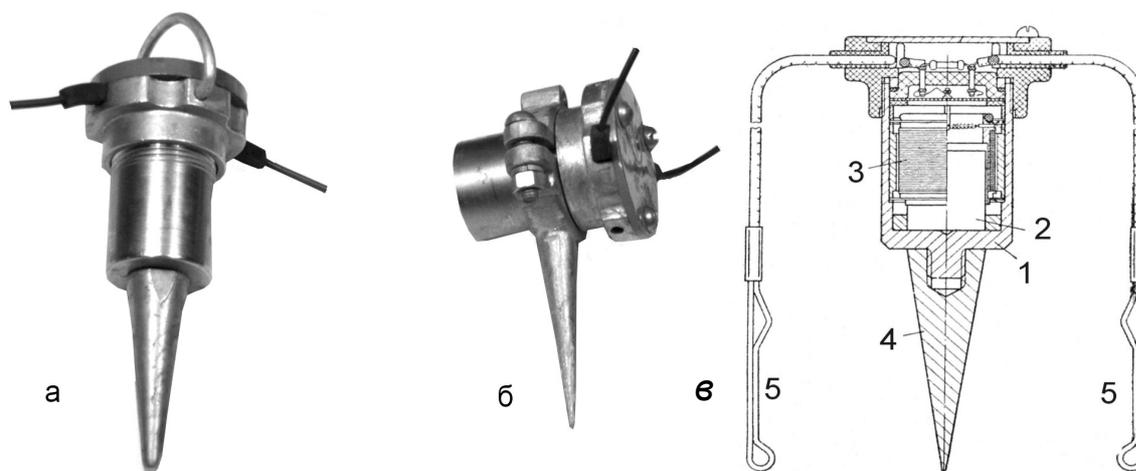


Рис. 1.14 Внешний вид и устройство сейсмоприемников

а – вертикального; б – горизонтального;

в - устройство вертикального сейсмоприемника:

1 – корпус; 2 – электромагнит; 3 – катушка; 4 – штырь; 5 – клеммы.

связана с корпусом приемника. При движении корпуса инертная масса стремится остаться в положении покоя, что вызывает растяжение или сжатие пружины. В качестве инертной массы используют цилиндрическую катушку индуктивности, витки которой пронизываются полем постоянного магнита, вмонтированного в корпус приемника. Общий вид и устройство сейсмоприемников приведены на рис.1.14.

Установленный на грунт сейсмоприемник совершает колебания в такт с колебаниями грунта, корпус смещается относительно катушки, и за счет этого изменяется магнитный поток, проходящий через ее витки. На зажимах катушки наводится ЭДС, пропорциональная по закону индукции скорости смещения корпуса сейсмоприемника относительно катушки. Поскольку перемещение поверхности есть вектор, можно раздельно регистрировать вертикальную и горизонтальную его составляющие. Для этого сейсмоприемники конструируют так, чтобы катушка могла смещаться только по вертикали или только по горизонтали. Для улучшения контакта сейсмоприемника с почвой на нижнем его торце устанавливают заостренный стержень, заглубляемый в грунт.

Свойства сейсмоприемника как электромеханического преобразователя определяются его частотной характеристикой и чувствительностью. **Частотная характеристика** показывает, как изменяется напряжение на выходе сейсмоприемника в зависимости от частоты колебаний почвы, если скорость смещения задается в виде  $U(t)=U_0 \cdot \sin 2\pi ft$ , где  $f$  — частота;  $U_0$  — амплитуда скорости смещения (рис.1.15). Значение

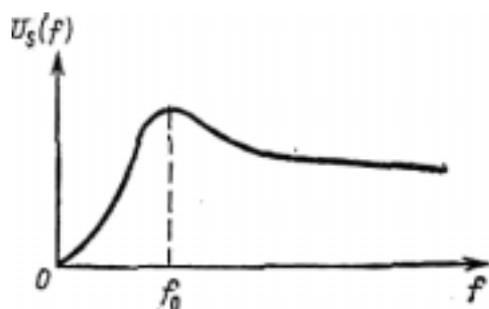


Рис.1.15 Частотная характеристика сейсмоприемника

нижней граничной частоты сейсмоприемника  $f_n$  зависит от собственной частоты колебательной системы инертная масса — пружина  $f_0$ . По значениям  $f_0$  сейсмоприемники разделяют на низкочастотные (5—10 Гц) и среднечастотные (15—30 Гц). Чувствительность сейсмоприемников составляет (0,3—0,7) В/см. Как правило, сейсмоприемники имеют цилиндрическую форму с диаметром около 3 см, высотой примерно 10 см и массой 150 г.

Сейсмоприемники предназначаются для регистрации упругих волн, наблюдаемых одновременно на различных удалениях от пункта

возбуждения. Для того чтобы можно было точно определить истинную разность времен прихода одних и тех же волн к различным пунктам наблюдения, необходимо, чтобы все сейсмоприемники передавали колебания земли без искажения их формы и без временных сдвигов (задержек). Отсюда возникают высокие требования к идентичности сейсмоприемников, совпадению их частотных характеристик. От каждого установленного на профиле сейсмоприемника электрическое напряжение подводят к входу сейсмостанции с помощью двух проводов, подсоединяемых к двум клеммам сейсмо-

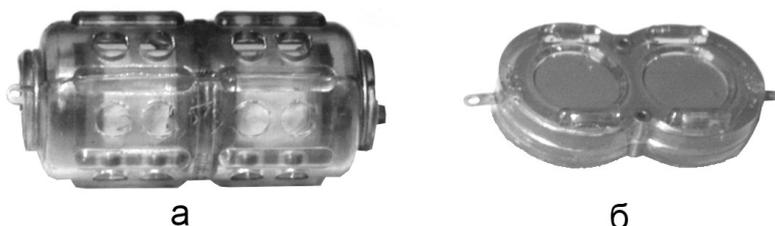


Рис.1.16 Внешний вид пьезоприемников

а — пьезоприемник ПДС-21, реагирующие на сжатие пьезокерамических цилиндров;  
б — пьезоприемник ПДС-7, реагирующие на изгиб пьезокерамических пластин

приемника. Образующийся при использовании сейсмоприемников жгут проводов — многопроводной кабель — называют *сейсмокосой*. Длина сейсмокосы может достигать 3 км и более. Частотные характеристики сейсмоприемников определяют лишь их потенциальные возможности. Реальный процесс преобразования зависит от условий установки, от силы сцепления сейсмоприемника с грунтом и упругих свойств грунта.

При сейсмической разведке на акваториях сложно или физически невозможно установить сейсмоприемники на дно. Упругие колебания в жидкости создают в ней избыточное относительно гидростатического давление. Если поместить в воде пустотелый герметичный цилиндр или шар, то приход волны будет отмечаться сжатием или растяжением, увеличением или уменьшением давления на его стенки. Из курса физики известно, что существует группа веществ, в которых под действием давления образуются заряды. Такие вещества называются *пьезоэлектриками*. Если пьезоэлектрик поместить между двумя металлическими поверхностями, образовав конденсатор, то при сжатии или изгибе такого элемента на обкладках конденсатора возникает напряжение. Этот эффект и используют при регистрации упругих волн в жидкостях и газах.

Устройства для приема упругих волн в морской сейсморазведке называют пьезоприемниками или гидрофонами. Гидрофоны представляют собой, как правило, двойные цилиндрические пьезокерамические конденсаторы, реагирующих на всестороннее сжатие (рис.1.16, а), или систему пьезокерамических пластин (рис.1.16, б), реагирующих на изгиб при изменении гидростатического давления. Как и сейсмоприемники, гидрофоны имеют две выходные клеммы, соответствующие двум обкладкам конденсатора. Для того чтобы эти клеммы не оказались электрически соединенными между собой в морской воде, гидрофоны помещают в пластмассовые шланги и заливают изолирующей жидкостью. Систему, состоящую из шланга, наполненного маслом или дизельным топливом, с помещенными внутрь него гидрофонами, называют пьезокосой. Длина пьезокосы, как и сейсмокосы, может достигать 3 км при массе до 6 т. Пьезокосу собирают из секций, число которых равно числу пунктов наблюдения (числу каналов) — от 24 до 60. При проведении морских сейсморазведочных работ пьезокоса вместе с источником буксируются за судном на заданной глубине. Оптимальная глубина погружения источника и пьезокосы составляет  $1/4$  длины волны преобладающей гармоникой сейсмического сигнала. Скорость буксировки составляет, обычно, 5-8 км/час.

### 1.2.3 Интерференционные системы приема и возбуждения упругих волн

При использовании нескольких приемников (сейсмоприемников или гидрофонов) можно создать приемные системы, обладающие направленным действием, т. е. принимающие волны, идущие в одном направлении лучше, чем в другом. Такие системы, следовательно, могут подавлять волны, распространяющиеся в том или ином направлении. Принцип, используемый при создании направленных приемных систем, весьма

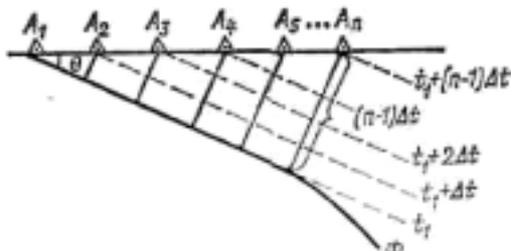


Рис.1.17 Последовательность подхода фронта волны к приемникам линейной группы.

прост: для этого суммируют напряжения с выходов приемников, расположенных в различных точках поверхности по одной линии (линейное группирование) или по площади (площадное группирование).

Для понимания того, каким образом достигается направленное действие группы приемников, рассмотрим линейную группу из  $n$  приемников, расположенных вдоль профиля с расстоянием между ними  $\Delta x$  (рис.1.17). Если длина группы (база группирования)  $L$  невелика и в ее пределах фронт

волны можно считать плоскостью, то импульс на выходе соединенных последовательно приемников будет представлять собой последовательность импульсов, поступающих с выхода каждого из приемников. Временные сдвиги между этими импульсами зависят (см. рис. 1.17) только от расстояния между приемниками, угла падения волны и скорости волн. Когда угол падения равен нулю, волна подходит ко всем приемникам одновременно, и напряжение на выходе группы становится в  $n$  раз больше, чем на выходе каждого из приемников. Если же задержка превышает длительность импульса в регистрируемой волне, то амплитуда сигнала на выходе группы будет равна амплитуде импульса на выходе каждого из приемников, но общая длительность сигнала на выходе группы будет больше длительности импульса в регистрируемой волне. Таким образом, амплитуда, форма и длительность сигнала на выходе группы зависят от угла подхода волны к приемникам и формы импульса в падающей на поверхность волне.

Этот же принцип используют и для создания направленных источников упругих волн из многих точечных источников. Для этого создают группу, в которой  $n$  источников с шагом между ними  $\Delta x$  располагают по линии или по площади. При одновременном срабатывании всех источников группы максимальная интенсивность возбуждаемых волн будет наблюдаться в тех точках среды, к которым волны подходят одновременно и усиливают друг друга. Для линейной группы это происходит в направлении нормали к центру линии группирования. Для того чтобы максимум излучаемой энергии направить в ином направлении, необходимо, чтобы источники срабатывали последовательно с постоянной задержкой друг относительно друга.

#### **1.2.4 Сейсмостанции.**

Смещения почвы в точках установки сейсмоприемников и давления в воде, вызываемые упругими волнами, очень малы. Соответственно малы и напряжения, возникающие на выходе приемных устройств. Естественные помехи при малом их уровне создают напряжение в несколько микровольт, при большом — до десятков микровольт. Зарегистрировать такие колебания в форме, подходящей для дальнейшего изучения, например на осциллографе, невозможно. Кроме того, естественные помехи имеют разную интенсивность в различных частях частотного диапазона, часто сильные помехи возникают из-за электрических наводок от линий электропередач с частотой 50 Гц. Эти колебания затрудняют выделение полезных волн, и от них надо избавляться до регистрации волн.

Сейсмостанция представляет собой многоканальный усилитель, снабженный фильтрами, к выходу которого подсоединяют многоканальное регистрирующее устройство, позволяющее запомнить колебания, воспринятые каждым из приемников, и проконтролировать процесс записи волн непосредственно в ходе полевых работ. Сейсмостанции характеризуют канальностью — числом регистрируемых каналов; собственным уровнем шумов, т. е. шумами, которые создает сама усилительная аппаратура; полосой пропускания, задаваемой, как и в технике звукозаписи и звуковоспроизведения, нижней и верхней граничными частотами  $f_n$ ,  $f_b$ ; динамическим диапазоном, определяющим максимально возможные амплитуды сигналов, при которых регистрация будет вестись без искажения; входным сопротивлением усилителей, максимальным коэффициентом усиления усилителей и их идентичностью. В зависимости от вида регистрации все сейсмостанции разделяют на два класса — аналоговые и цифровые.

**Аналоговые сейсмостанции** были единственным классом сейсмостанции на первом этапе развития сейсморазведки и в настоящее время выходят из употребления. Они усиливают сигнал, проводят предварительную частотную селекцию и запись сигнала в виде непрерывной функции напряжения или тока на магнитную ленту или видимый носитель записи, например на фотобумагу, в виде графика  $U(t)$ .

В **цифровых сейсмостанциях** сигналы записываются в цифровом виде, т. е. измеряют непрерывно изменяющийся сигнал с интервалом времени  $\Delta t$  (шагом дискретизации) и записывают полученное значение двоичным кодом. До взятия цифровых отсчетов сигнал подвергают минимально возможным обработкам. Диапазон частот ограничивается полосой (5—10)—(125—250) Гц. При длительности записи  $T$  число отсчетов составляет  $T/\Delta t$ . Особенностью цифровой записи является то, что значение верхней граничной частоты полосы пропускания жестко связано с шагом дискретизации  $\Delta t$  соотношением  $f_g=1/4\Delta t$ . Лишь в этом случае дискретное представление не искажает исходный сигнал. В большинстве современных отечественных цифровых сейсмостанций  $\Delta t=2\cdot 10^{-3}$  с и  $f_g=125$  Гц. Цифровые сейсмостанции позволяют записывать сигналы, амплитуды которых изменяются в  $10^7$ — $10^8$  раз (динамический диапазон – 140-160 децибел).

Непрерывному сигналу после дискретизации (превращения его в последовательность дискретных отсчетов) соответствует набор чисел, записанных двоичным кодом на магнитную ленту. Эту информацию в дальнейшем вводят в ЭВМ для обработки. Все сейсмостанции снабжены устройствами, позволяющими вырабатывать команды (электрические сигналы), управляющие моментом срабатывания источника, и устройством, с помощью которого момент подачи команды к источнику фиксируют на магнитную ленту или на носитель видимой записи в виде отметки момента возбуждения (взрыва). С этого момента запись сигналов, поступающих от приемников на вход сейсмостанций, ведется параллельно с записью марок времени—периодического сигнала с точной частотой. При цифровой записи сигнал стабильной частоты управляет устройством дискретизации сейсмического сигнала.

Для визуального анализа получаемых данных записи каждого из приемных каналов представляют в графическом виде. Зарегистрированный в каждой точке приема сигнал  $U(t)$  — это напряжение, изменяющееся во времени. Визуализировать сигнал как функцию времени можно различными способами. Основными являются три — способы отклонений, переменной ширины и переменной плотности. Иногда применяют и смешанные способы (рис.1.18).

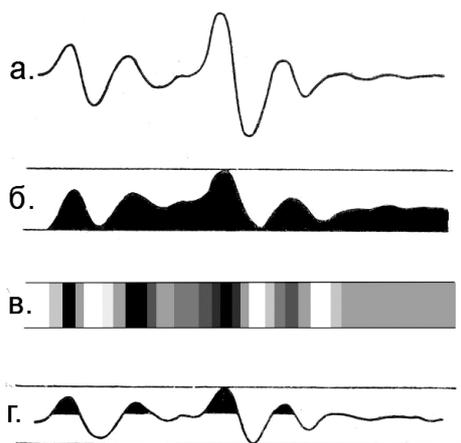


Рис.1.18 Способы изображения сейсмического сигнала.

- а – способ отклонений;
- б – способ переменной ширины;
- в – способ переменной плотности;
- г – смешанный способ.

Для визуализации по способу отклонений сигнал изображают в виде графика в прямоугольной системе координат, по оси абсцисс которой откладывают время, а по оси ординат—величину напряжения. В способе переменной ширины сигнал изображается однополярным с заливкой относительно нулевой линии. В способе переменной плотности величина напряжения управляет плотностью потемнения вдоль оси времени так, как это делается при формировании телевизионного изображения: оно составлено из строк, в пределах которых изменяется яркость, передавая распределение освещенности

объекта вдоль горизонтальных линий. В смешанном способе сигнал изображается с заливкой значений одного знака.

Сигнал, поступающий от каждого из приемников, записывается, начиная с момента возбуждения. Этот момент принимают за начало отчета данной записи (условный нуль на оси времени). Запись одного канала длительностью  $T$  называют *сейсмотрассой*. Для того чтобы волны, отраженные от одной и той же границы или преломленные на одной и той же границе, создавали картину, удобную для выявления регулярности в изменении интенсивности и времен прихода в зависимости от положения приемника относительно источника, сейсмотрассы располагают специальным образом: в плоскости  $OXZ$  прямоугольной системы координат так, чтобы начало отсчета всех сейсмотрасс находилось на оси  $OX$ , направленной горизонтально вдоль профиля наблюдений, а сейсмотрассы — вертикально вниз. Положение начальной точки каждой сейсмотрассы на оси  $OX$  в заданном масштабе должно совпадать с положением приемника на профиле. Совокупность расположенных указанным образом сейсмотрасс называют *сейсмограммой*. Устройства, осуществляющие визуализацию записей, называют регистраторами (графопостроителями, плоттерами).

Цифровые и аналоговые многоканальные станции — это сложные электронные приборы, транспортировку которых осуществляют с помощью автомашин. Исключение составляют портативные сейсмостанции для разведки на малых глубинах. Цифровые станции требуют для своей работы определенных температурных режимов. Помещения, в которых они установлены, снабжают кондиционерами. Питание сейсмостанции осуществляется с помощью батарей аккумуляторов. Цифровые сейсмостанции устанавливают в специальных кузовах на мощных автомобилях или тягачах и вездеходах.

Сейсмостанции, применяемые при сейсмической разведке на акваториях, отличаются от станций для наземной сейсморазведки только тем, что они хорошо защищены от влаги.

Современные цифровые сейсмостанции — это по существу специализированные компьютеры с большим числом входов. Появление электронно-вычислительных машин и цифровых сейсмостанций произвело в сейсморазведке настоящий переворот, который часто называют «цифровой» революцией. Этот переворот открыл совершенно новые возможности обработки и интерпретации сейсмических данных, принципиально невозможные или крайне затруднительные аналоговыми средствами.

Состав вспомогательного оборудования, используемого в сейсморазведке, изменяется в широких пределах в зависимости от района работ и способов возбуждения упругих волн. В большинстве случаев в него входят буровые установки для бурения на глубины до 50—100 м; автомобили-водовозы, снабжающие буровую установку промышленной жидкостью; тракторы или автотягачи, если сейсмостанция смонтирована на несамоходном шасси; взрыв-пункт, радиостанция для связи с взрыв-пунктом и базой экспедиции; автомашина для транспортировки приемной установки, длина которой может достигать трех километров; передвижные устройства для размещения обслуживающего персонала. При проведении работ на акваториях вспомогательное оборудование включает в себя специальную лебедку для намотки и смотки пьезокосы и подъемные устройства для опускания за борт источников упругих волн и такелажа, обеспечивающего буксировку пьезокосы и источников в воде.

### **1.3 Методика и системы наблюдений**

Совокупность приемов, обеспечивающих оптимальные условия для реализации возможностей того или иного метода сейсмической разведки, называют методикой.

Расположение источника относительно приемной расстановки (сейсмокоды, пьезокоды) и способы перемещения ее и пункта возбуждения на поверхности наблюдений определяются системой наблюдений.

В наземной и морской сейсморазведке информацию о распределении скорости в изучаемой среде можно получить только путем изучения зависимости времени прихода волн от расстояния между источником и расположенными на поверхности приемниками. Возможности, которые открываются при наблюдении на земной поверхности, выявляются при решении прямых кинематических задач соответствующих методов.

### 1.3.1 Метод отраженных волн

**Прямые кинематические задачи метода отраженных волн при общем пункте возбуждения (ОПВ).** Простейшей является задача о годографе для плоскопараллельного слоя. Выберем систему координат так, чтобы плоскость  $OXY$  совпадала с поверхностью земли, ось  $OX$  была направлена вдоль профиля, а ось  $OZ$  — вниз. Обозначим скорость продольных волн в слое и подстилающем полупространстве  $v_1$  и  $v_2$  соответственно, а мощность слоя —  $h$  (рис. 1.19). Расположим точечный источник возбуждения в начале координат, приемник — на расстоянии  $x$  от источника. Найдем время прихода отраженной от подошвы слоя волны в точку расположения приемника.

Согласно закону Снеллиуса, углы  $OBA_1$  и  $A_1BA$  равны, т.е. треугольник  $OBA$  равнобедренный, так как нормаль к границе в точке  $B$  совпадает с направлением вертикали. Следовательно,  $A_1A = OA_1$  и длина пути  $OBA$

$$l = 2 \sqrt{h^2 + x^2/4} = \sqrt{4h^2 + x^2} \quad (1.23)$$

Время пробега волны по этому пути

$$t(x) = \frac{l}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (1.24)$$

Как следует из выражения (1.24), годограф отраженной волны в рассматриваемом

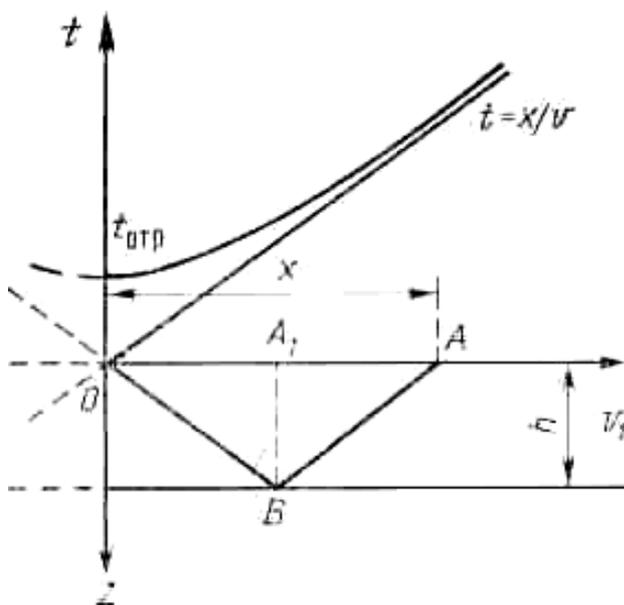


Рис.1.19 Годограф отраженной волны для горизонтальной отражающей границы.

$t_{отр}$  — годограф отраженной волны;  
 $t=x/v$  — годограф прямой волны.

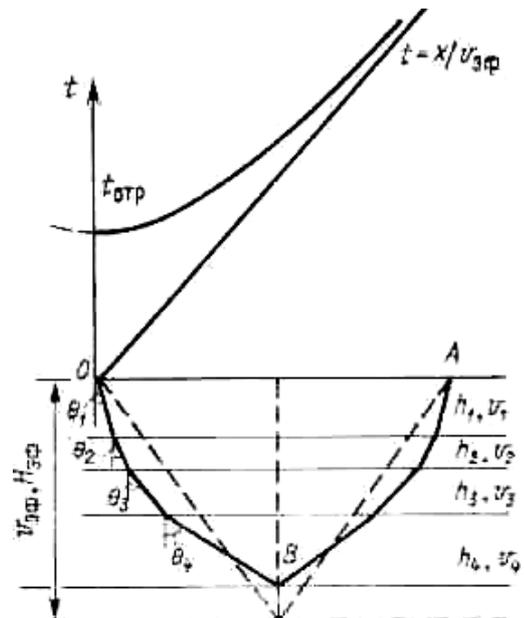


Рис.1.20 Годограф отраженной волны для слоистой среды

случае—гипербола, минимум которой расположен в точке  $x=0$ . Правая и левая (при  $x<0$ ) ветви годографа симметричны относительно оси  $OZ$ . При увеличении  $x$  -  $t(x)$  стремится к асимптотическому значению  $t(x)=x/v$ . Годограф  $t(x)$  расположен внутри угла, образуемого двумя ветвями  $t=\pm x/v$ .

Рассмотрим теперь случай, когда разрез представлен горизонтально-слоистой пачкой слоев, а скорости в слоях и их мощности  $v_1, v_2, \dots, v_n$  и  $h_1, h_2, \dots, h_n$  соответственно. Построим в первом слое луч, выходящий из источника под углом  $\theta_1$  к вертикали, и определим, в какую точку профиля выйдет луч волны, отраженной, например, от четвертой границы. Траектория луча для этой волны приведена на рис. 1.20. Согласно закону Снеллиуса, имеем

$$\sin \theta_2 = \frac{v_2}{v_1} \sin \theta_1; \quad \sin \theta_3 = \frac{v_3}{v_2} \sin \theta_2; \quad \sin \theta_4 = \frac{v_4}{v_3} \sin \theta_3$$

Последовательно выражая  $\sin \theta_2, \sin \theta_3, \sin \theta_4$  через  $\sin \theta_1$ , получаем

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = \frac{\sin \theta_3}{v_3} = \frac{\sin \theta_4}{v_4}$$

В силу симметрии задачи относительно вертикальной оси ясно, что  $t_n(x)$  — четная функция, т. е.  $t(x)=t(-x)$ .

При небольших удалениях приемника от источника  $t(x)$  можно аппроксимировать зависимостью  $t^2(x) = t_{0n}^2(x) + x^2/v_{\text{эф}}^2$  или

$$t(x) = \sqrt{t_{0n}^2 + \frac{x^2}{v_{\text{эф}}^2}} = \frac{l}{v_{\text{эф}}} \sqrt{x^2 + 4H_{\text{эф}}^2} \quad (1.25)$$

$$\text{где} \quad t_{0n} = 2 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i} \quad (1.26)$$

Но уравнение (1.25) полностью совпадает с годографом (1.24) для однородного слоя с мощностью  $H_{\text{эф}}$  и скоростью  $v_{\text{эф}}$ . Величина  $v_{\text{эф}}$  простым образом связана с мощностями и пластовыми скоростями реальной толщи:

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{\sum_{i=1}^n v_i^2 \cdot \frac{\Delta t_i}{t_n}}, \quad \Delta t_i = \frac{h_i}{v_i}, \quad t_n = \sum_{i=1}^n \Delta t_i \quad (1.27)$$

Из формул (1.26) следует, что  $v_{\text{эф}}^2$  равна сумме взвешенных квадратов пластовых скоростей. Весовые множители  $\Delta t_i/t_n$  придают большую значимость тем скоростям, которые вносят больший вклад в общее время пробега.

Для выяснения смысла  $H_{\text{эф}}$  и  $v_{\text{эф}}$  рассмотрим величину средней скорости  $v_{\text{cp}}$  в слоистой пачке. Как следует из выражения (1.24), при  $x=0$  по годографу отраженной волны можно определить двойное время пробега волны по нормали от источника к соответствующей границе и обратно

$$t_{0n} = 2 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i} = 2 \frac{H_{\text{эф}}}{v_{\text{эф}}} \quad (1.28)$$

Средняя скорость распространения волны в этом направлении

$$v_{\text{cp}} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{h_1/v_1 + h_2/v_2 + \dots + h_n/v_n} = \sum_{i=1}^n v_i \frac{\Delta t_i}{t_{0n}} \quad (1.29)$$

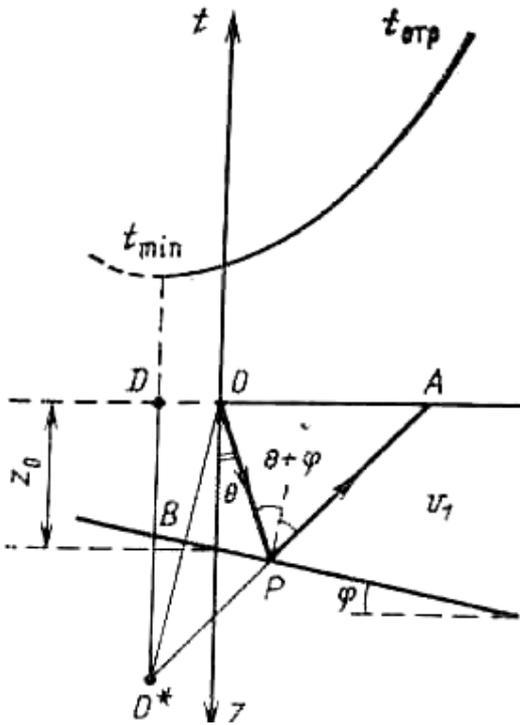


Рис.1.21 Годограф отраженной волны для наклонной отражающей границы:

$O^*$  — положение мнимого источника;  
 $t_{min}$  — минимальное время

отрезок  $2OB$ . Треугольники  $OBP$  и  $O^*BP$  прямоугольные и конгруэнтные. Следовательно,  $OP=O^*P$  и угол  $O^*PO=180^\circ-2(\theta+\varphi)$ , а угол  $OPA=2(\theta+\varphi)$ .

Угол  $O^*PA$  является суммой вычисленных углов  $O^*PA=180^\circ$ , а точки  $O^*, P, A$  лежат на одной прямой, путь  $O^*P+PA=O^*A$ . Кинематика волн оказывается такой, какой она была бы, если вместо реального источника, расположенного в точке  $O$ , рассматривать безграничную среду со скоростью  $v_1$ , в которой источник расположен в точке  $O^*$ . Такой источник называют мнимым. Его использование часто значительно упрощает решение кинематических задач. При использовании мнимого источника находим путь

$$O^*A = \sqrt{(O^*D)^2 + (DA)^2}$$

Но  $OD = O^*D \cdot \sin \varphi = 2OB \sin \varphi$ ,  $O^*D = 2OB \cos \varphi$ ,  $AD = x + OD$ . Остается выразить  $BO$  через истинное значение глубины  $z_0$  до отражающей границы под источником, полученной по данным бурения:  $Z_0 = BO / \cos \varphi$ .

В действительности целесообразнее использовать не глубину по вертикали, а минимальное расстояние от источника до границы  $OB$  — эхоглубину  $h$ , и при известной скорости  $v_1$  ее можно получить, если приемник будет расположен в непосредственной близости от источника. Имея в виду, что  $BO = h$ , окончательно находим

$$O^*A = \sqrt{4h^2 \cdot \cos^2 \varphi + (x \pm 2h \cdot \sin \varphi)^2} = \sqrt{x^2 \pm 4hx \cdot \sin \varphi + 4h^2}$$

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 \pm 4hx \cdot \sin \varphi + 4h^2} \quad (1.31)$$

Сравнивая выражения (1.27) и (1.29) можно заключить, что  $v_{эф} > v_{cp}$  и стремится к  $v_{cp}$ , когда скорости в пластах мало отличаются друг от друга. Мощность эффективного слоя  $H_{эф}$  согласно выражению (1.28)

$$H_{эф} = \frac{1}{2} v_{эф} \cdot t_0 = H \cdot \frac{v_{эф}}{v_{cp}} \quad (1.30)$$

Но, поскольку  $v_{эф} > v_{cp}$ ,  $H_{эф} > H$  — истинной глубины до отражающей границы.

Таким образом, **эффективный слой** — это однородный слой с мощностью и скоростью, превышающими истинную мощность слоистой толщи и среднюю скорость в ней.

Найдем теперь годограф отраженной волны для слоя с наклонной подошвой (рис.1.21). Скорость волн в слое обозначим  $v_1$ , а профиль проведем вкост продирания его подошвы. Точечный источник снова расположим в начале координат так, чтобы ось  $OZ$  была направлена вниз, а ось  $OX$  совмещена с профилем. Рассмотрим луч падающей волны, составляющий угол  $\theta$  с осью  $OZ$ . Тогда угол падения луча на границу будет  $\theta + \varphi$ , где  $\varphi$  — угол наклона границы. Проведем из точки  $O$  нормаль к границе и отложим на ней

Поскольку второе слагаемое в формуле есть квадрат действительной величины,  $t(x)$  достигает минимального значения, когда  $x \pm 2h \cdot \sin \varphi = 0$  т. е.

$$x_{\min} = \mp 2h \cdot \sin \varphi, \quad t_{\min} = \frac{2h}{v} \cos \varphi = t_0 \cos \varphi, \quad t_0 = \frac{2h}{v} \quad (1.32)$$

Как видно из выражений (1.31),  $t(x)$  — это гипербола, но ее минимум смещен вдоль профиля по восстанию границы на расстояние  $2h \cdot \sin \varphi$ . Это смещение называют сейсмическим сносом.

Использование эффективных скорости и мощности позволяет годограф волны, отраженной от границы в толще, состоящей из наклонных пластов, представить в виде

$$t(x) = \frac{1}{v_{эф}} \sqrt{x^2 \pm 4H_{эф} x \cdot \sin \varphi + 4H_{эф}^2} \quad (1.33)$$

где  $H_{эф}$  — эффективная эхоглубина под пунктом возбуждения;  
 $v_{эф}$  — эффективная скорость;  $\varphi$  — угол наклона пластов.

### 1.3.2 Кинематика кратных отраженных волн.

В слоистой толще каждая из отражающих границ порождает отраженную волну, которая проходит путь от источника к границе и далее от границы к точке наблюдения на поверхности. Эти волны называют однократными. Но при распространении волн в слоистой толще отражение образуется всякий раз, когда волна падает на границу раздела двух сред, и неважно, каким образом возникла волна: непосредственно в источнике или после отражения от некоторой границы внутри толщи или от свободной границы. Однократные волны достигают свободной поверхности и отражаются от нее, давая начало волне, снова распространяющейся внутрь толщи. На своем пути вниз эта волна будет отражаться от каждой из границ, порождая волны, снова идущие вверх. Среди этих волн (рис.1.22) существуют и такие, которые несколько раз отразились от одной и той же границы.

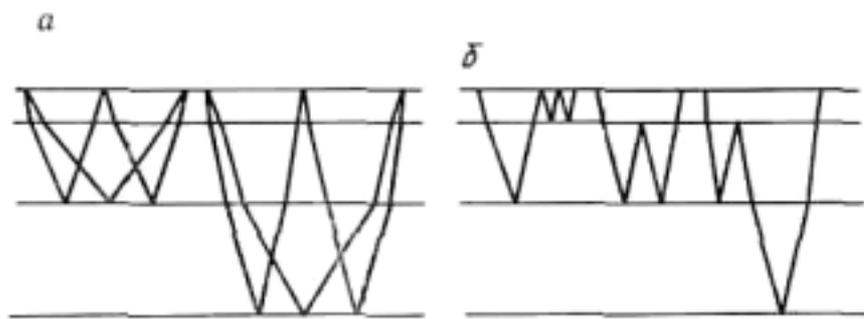


Рис.1.22 Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) волн

Волны, прошедшие толщу, покрывающую некоторую отражающую границу, несколько раз, называются полнократными - двух-, трехкратными и т. д. Но, как следует из рис. 1.22, к поверхности выходят и волны, претерпевшие отражения от различных границ внутри толщи. Такие волны называют неполнократными, частичнократными.

Годограф полнократной волны для плоскопараллельного слоя, лежащего на полу-пространстве, легко получить, обращаясь к рис. 1.22:

$$t_m = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + (2mh)^2} \quad (1.34)$$

Для горизонтально-слоистой толщи годограф  $m$ -кратной волны задается формулой

$$t_{mn} = \frac{1}{v_{эфn}} \sqrt{x^2 + (2mH_{эф})^2} \quad (1.35)$$

где  $v_{эф}$  — эффективная скорость;  $H_{эф}$  — эффективная мощность однородного эффективного слоя над кратнообразующей границей.

В каждую точку наблюдения на профиле приходит огромное число отраженных волн, среди которых только однократные являются полезными. Обменные, головные, поперечные и кратные волны, регистрируемые каждым из приемных каналов, так же как и волны Рэлея, являются регулярными волнами-помехами, затрудняющими выделение полезных волн.

### 1.3.3 Прямые кинематические задачи метода общей глубинной точки.

Полученные выше выражения для годографов отраженных волн выведены в предположении, что источник зафиксирован на профиле, а положение приемника изменяется. Точно такие же выражения можно получить и для случая, когда зафиксирован приемник, а пункт возбуждения перемещается вдоль профиля (метод общего пункта приема, ОПП). В последнем случае в выражения для годографов будет входить эхоглубина под пунктом приема.

В настоящее время метод общего пункта возбуждения (ОПВ) практически вытеснен методом общей глубинной точки или многократных перекрытий. В отличие от методов ОПВ и ОПП в методе общей глубинной точки (ОГТ) источник и приемник разносят вдоль профиля симметрично относительно некоторой фиксированной на профиле точки  $x_k$  (рис. 1.23). При удалении приемника и источника на расстояние  $l$  от средней точки  $x_k$  расстояние источник — приемник составляет  $2l=L$ , а эхоглубина под пунктом возбуждения  $h(\pm l, x_k)$  где  $x_k$  — координата средней точки на профиле. При плоской наклонной границе, когда профиль направлен вкост простирания ее, эхоглубина под пунктом возбуждения  $h(-l)$  простым образом связана с эхоглубиной  $h_0$  в точке  $x_k$ :

$h(-l) = h_0 \pm l \cdot \sin \varphi$ . Подставляя в выражения для годографов ОПВ вместо  $x$  величину  $2l$  и вместо  $h$  величину  $h(\pm l) = h_0 \pm l \cdot \sin \varphi$ , получаем уравнение годографа ОГТ. При горизонтальной плоской границе, в силу симметричности положения источника и приемника относительно средней точки  $O$ , точка отражения для всех позиций источник—приемник не сдвигается по отражающей границе. В этом смысле она и является общей. При наклонной границе точка отражения смещается по восстанию на величину

$$\varepsilon(l) = \frac{L^2}{4H} \cdot \sin \varphi \cdot \cos \varphi = \frac{L^2}{8H} \cdot \sin 2\varphi \quad (1.36)$$

Как видно из рис. 1.23, смещение ее оказывается меньшим, чем для ОПВ.

После указанной выше подстановки получаем выражения для годографов однократных и  $m$ -кратных волн для МОГТ:

$$t(l) = \frac{2}{v_{эф}} \sqrt{l^2 \cos^2 \varphi + H_{эф}^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{4l^2 \cos^2 \varphi}{v_{эф}^2}} \quad (1.37)$$

$$t^{(m)}(l) = \sqrt{(t_0^m)^2 + \frac{4l^2 \cos^2 m\varphi}{v_{эф}^2}} \quad (1.38)$$

где  $v_{эф}$  — эффективная скорость для слоистой толщи или истинная скорость для однородного слоя;  $\varphi$  — угол наклона соответствующей границы;  $m$  — кратность отраженной волны.

Как видно из выражений (1.38) и (1.37), годографы ОГТ — гиперболы, минимум которых всегда расположен в точке профиля  $x_k$  независимо от того, наклонной или го-

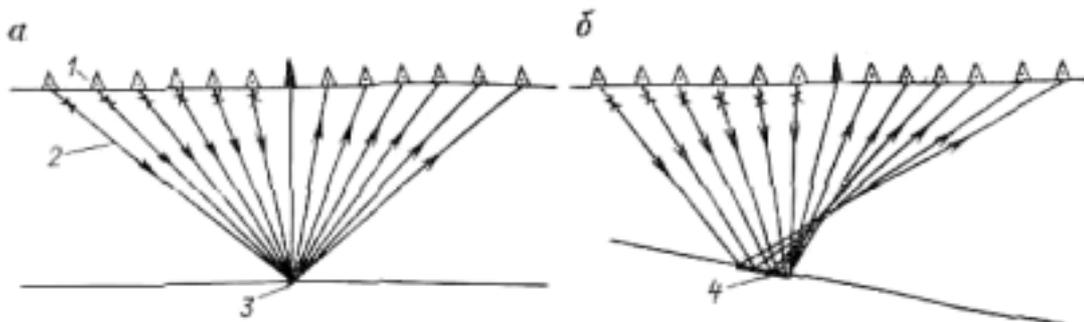


Рис. 1.23 Ход лучей отраженных волн при наблюдениях МОГТ.

- а — горизонтальная граница; б — наклонная граница;  
 1 — приемник; 2 — источник; 3 — общая глубинная точка;  
 4 — общая отражающая площадка

ризонтовой является отражающая граница. Число позиций относительно точки  $x_k$ , занимаемых на профиле расстановкой источник — приемник, называют кратностью перекрытий, и оно определяет, сколько раз получают отражение от одной и той же глубинной точки.

**Методика и системы наблюдений в методе отраженных волн.** В методе отраженных волн основную информацию извлекают из годографа отраженных волн. Получение годографа возможно только тогда, когда на сейсмограмме надежно выделяются волны, отраженные от соответствующей границы. Для этого необходимо следующее:

- а) интенсивность источника должна быть такой, чтобы отраженные от всех интересных границ, волны значительно превышали уровень естественных помех;
- б) расстояние между приемниками не должно превышать величину, при которой можно распознавать волны, отраженные от одной и той же границы;
- в) длина приемной расстановки (длина годографа) должна позволять уверенно определять  $v_{эф}$ ;
- г) шаг наблюдений (расстояние, на которое смещают всю измерительную установку вдоль профиля) должен обеспечивать непрерывность прослеживания целевых горизонтов на всей изучаемой площади;
- д) соблюдение всех условий, предъявляемых к сейсмическим данным в процессе их обработки.

Выбор типа источника (поверхностный или погружной) определяется условиями проведения работ. Достичь необходимой интенсивности при этом можно путем группирования однотипных источников. Погружные источники, использующие ВВ, заглубляют под кровлю рыхлых отложений на такую глубину, чтобы значительно ослабить поверхностные волны. Обычно глубина заложения заряда составляет 10—15 м. Величину заряда выбирают в процессе опытных работ.

Для приема упругих волн используют вертикальные сейсмоприемники для МОВ на продольных волнах и горизонтальные — на поперечных  $SV$ -волнах. Это обусловливается тем, что в большинстве случаев верхняя часть разреза представлена рыхлыми отложениями мощностью от нескольких до 30—50 м. Эти отложения образуют зону

малых скоростей (ЗМС). Скорость продольных волн в этой зоне изменяется от 300 до 800 м/с. Лучи отраженных волн при преломлении на подошве ЗМС идут почти вертикально. Поэтому вектор смещения продольных волн также направлен почти вертикально, а поперечных SV-волн—горизонтально вдоль профиля. Таким образом, вертикальные сейсмоприемники будут реагировать преимущественно на продольные волны, а горизонтальные — на поперечные SV-волны.

Расстояние между пунктами приема  $\Delta x$  выбирают равным 6—12 м при детальном изучении верхней части разреза до глубин не более 500 м и 25—50 м при разведке на глубинах более 500 м. При таком шаге наблюдений разность времен прихода отраженных от одного и того же горизонта волн изменяется от долей миллисекунды при малых удалениях приемника от источника до нескольких миллисекунд для наиболее удаленных пар. Принимается, что допустимый сдвиг не должен превышать половины видимого периода регистрируемых импульсов, следовательно,  $\Delta x < v \cdot T_{\text{видл}}/2$ .

Длину приемной расстановки в методе ОПВ определяют как  $x_m = (n-1) \Delta x$  (где  $n$ —число каналов) и выбирают из условия, что для наиболее глубокого целевого горизонта разность  $t(x_m) - t(0)$  должна составлять не менее 30—50 мс. По профилю измерительную установку обычно передвигают с шагом  $(0,3 - 0,5) x_m$ . Расстояния между профилями на исследуемой площади выбирают, исходя из масштаба съемки. Они могут изменяться от нескольких десятков метров при детальном работах до 500—1000 м и более.

Наблюдения ведут по схеме центральной или фланговой расстановки. В первом случае пункт возбуждения всегда располагают в центре приемной расстановки — получают две ветви годографа. Во втором — пункт возбуждения удаляют от начала приемной расстановки и располагают на фланге, левом или правом относительно движения вдоль профиля. Длина годографа при этом составляет  $x_m$ . Расстояние между началом приемной расстановки и пунктом возбуждения (вынос) выбирают опытным путем. Оно изменяется от десятков до нескольких сотен метров. При этом получают односторонние годографы.

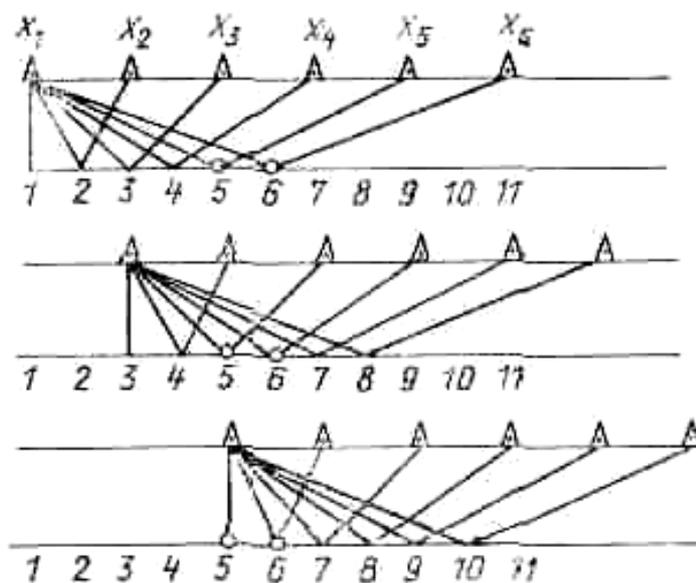


Рис.1.24 Система наблюдений в МОГТ.

1—11 — номера глубинных точек

В методе ОГТ в каждой точке наблюдения на профиле необходимо получить несколько записей при симметричном разнорасе приемника и источника относительно этой точки. Число таких позиций определяет кратность перекрытия и эффективность дальнейшей обработки получаемых сейсмических данных. Наблюдения ведут следующим образом. Точки наблюдения располагают по линейному профилю с шагом  $\Delta x$ , равным шагу приемной установки (рис.1.24). При каждой позиции приемной расстановки пункт возбуждения располагают в одной из точек профиля около первого приемника — фланговая расстановка без выноса или на расстоянии, кратном шагу наблюдения, — фланговая расстановка с выносом. После возбужде-

ния и регистрации упругих волн всю расстановку источник — приемник перемещают на один шаг вдоль профиля. Таким образом, источник и приемники последовательно располагаются на всех точках наблюдения  $x_1, x_2, \dots, x_n$  вдоль профиля. В каждой точке наблюдения при соответствующем положении измерительной установки в свое время окажется и источник.

На рис.1.24 приведено несколько положений измерительной установки на профиле при нулевом выносе и шести приемных каналах. Как следует из рис.1.24, уже при положении источника в пункте  $x_3$  профиля от глубинной точки 5 получены отражения при разnose  $4\Delta x$ , соответствующем положению источника в пункте  $x_1$  и приемника — в пункте  $x_5$  при первой позиции измерительной установки, при разnose  $2\Delta x$  — при пункте возбуждения в точке  $x_2$  и пункте приема в точке  $x_4$  при нулевом разnose, когда источник и приемник находятся в пункте  $x_3$ . От глубинной точки 5, таким образом, получены отражения при трех симметричных удалениях источник—приемник. Но это означает, что в точке профиля  $x_3$ , получен годограф ОГТ, образуемый при трех разносах  $l=0; \Delta x; 2\Delta x$  или при  $L=0; 2\Delta x; 4\Delta x$  соответственно.

Как видно из рис.1.24, такой же годограф ОГТ будет получен и для последующих точек профиля. Исключение составляют две первые и две последние точки на профиле. Если при каждом возбуждении использовать  $2N$  приемных каналов, то на каждой точке профиля будет получен годограф ОГТ из  $N$  точек, т. е. каждая глубинная точка будет перекрыта  $N$  раз. Для выноса источника  $k\Delta x$  годограф ОГТ будет получен для удаления  $l=k\Delta x; (k+1)\Delta x, \dots, (k+N)\Delta x$ .

Основное преимущество метода ОГТ перед методом ОПВ заключается в том, что он позволяет путем соответствующей обработки первичных данных на ЭВМ ослабить интенсивность регулярных волн-помех, в первую очередь полнократных отраженных волн. Как следует из выражений для годографов однократных и многократных волн в методе ОГТ, при одном и том же или близких значениях  $t_0$  годографы однократной и полнократных волн могут различаться только значением  $v_{эф}$ .

Различия во временах прихода этих волн в зависимости от  $l$  при условии  $L=2l < H_{эф}$  определяются функцией запаздывания  $\tau$ :

$$\tau(L) = \frac{L^2}{2t_0} \left( \frac{1}{v_{2эф}^2} - \frac{1}{v_{1эф}^2} \right) \quad (1.39)$$

Как следует из формулы (1.39), если  $v_{1эф} \approx v_{2эф}$  или  $L$  мало, то функция запаздывания близка к нулю, и принципиально невозможно разделение полезных и полнократных волн по их кинематике. Такая возможность появляется только тогда, когда скорость возрастает с глубиной, и поэтому полнократные волны, образующиеся в верхней части разреза, имеют меньшую  $v_{эф}$ , чем однократные, распространяющиеся часть пути в отложениях с высокими скоростями упругих волн при близких значениях  $t_0$ .

### 1.3.4 Метод преломленных (головных) волн

**Прямые кинематические задачи метода преломленных волн.** Рассмотрим однородный слой с наклонной плоской подошвой, лежащий на однородном полупространстве. Свободную поверхность слоя совместим с плоскостью  $OXY$  декартовой системы координат, направив ось  $Z$  вниз. Разместим точечный источник в начале координат и ось  $OX$  направим вкrest простираня подошвы слоя (рис. 1.25). Обозначим скорость продольных волн в слое и упругом полупространстве  $v_1$  и  $v_2$  соответственно. Как следует из рис. 1.25, эхоглубины под пунктом возбуждения  $h_0$  и приема  $h_1$  связаны ме-

жду собой соотношением  $h_1 = h_0 + x \cdot \sin \varphi$ , где  $\varphi$  — угол наклона подошвы слоя. Время прихода головной волны в точку  $P$ , очевидно,

$$t(x) = (OB + AC) / v_1 + (AD - AB - CD) / v_2,$$

но  $OB = h_0 / \cos i$ ;  $AC = h_0 / \cos i$ ;  $AD = x \cdot \cos \varphi$ ;  $AB = h_0 \cdot \operatorname{tg} i$ ;  $CD = h_1 \cdot \operatorname{tg} i$ .

С учетом этого для  $t(x)$  получаем

$$\begin{aligned} t(x) &= \frac{2h_0 + x \sin \varphi}{v_1 \cos i} + \frac{x \cos \varphi - 2h_0 \cdot \operatorname{tg} i - x \cdot \operatorname{tg} i \cdot \sin \varphi}{v_2} = \\ &= \frac{2h_0 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{x \cdot \sin(i + \varphi)}{v_1} \end{aligned} \quad (1.40)$$

Если преломляющая граница падает в противоположном направлении (от пункта приема к источнику), то  $h_1 = h_0 - x \cdot \sin \varphi$  и

$$t(x) = \frac{2h_0}{v_1} \cos i + \frac{x \cdot \sin(i - \varphi)}{v_1} \quad (1.41)$$

Формулы (1.40) и (1.41) можно объединить:

$$t(x, h_0) = \frac{2h_0}{v_1} \cos i + \frac{x}{v_1} \sin(i \pm \varphi) \quad (1.42)$$

где знак «плюс» берут при падении границы в сторону приемника, а знак «минус» — в сторону источника;  $t(x, h_0)$  означает, что эхоглубина под пунктом возбуждения  $h_0$ . Таким образом, годограф преломленной волны для наклонной плоской границы в прямоугольных координатах  $(x, t)$  — это полупрямая, выходящая из точки с координатами  $(x_H, t_H)$ , под углом  $\theta$  к оси  $OX$  (см. рис. 1.25). Угол  $\theta$  определяется из соотношения

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{\sin(i \pm \varphi)}{v_1}$$

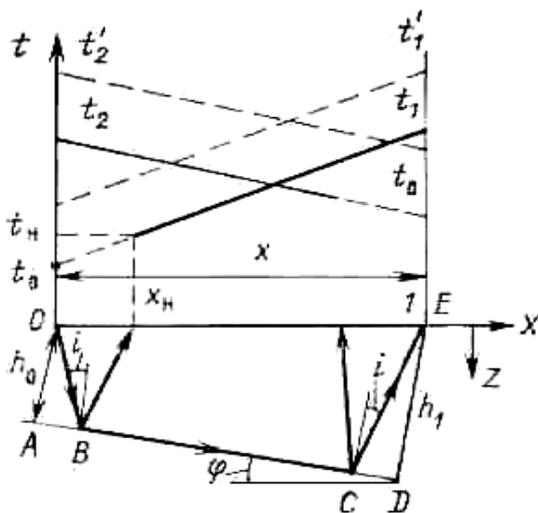


Рис. 1.25 Схема решения прямой кинематической задачи метода преломленных волн.

$t_1$  — прямой годограф;  
 $t_2$  — встречный годограф;  
 $t_1, t_2$  — нагоняющие годографы

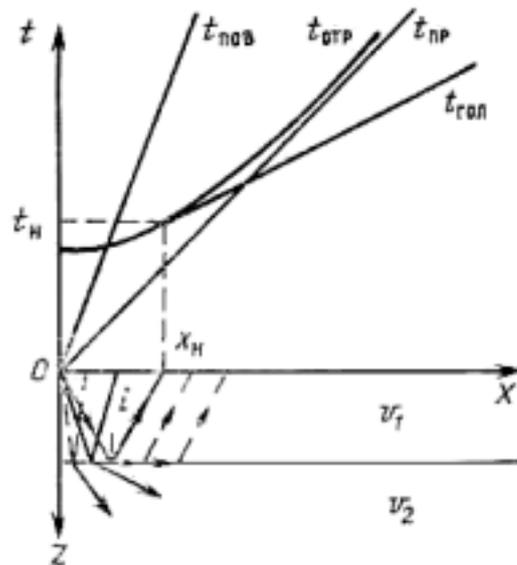


Рис. 1.26. Соотношение между годографами прямой, отраженной и головной волн.

$t_{пр}$  — годограф прямой волны;  
 $t_{нов}$  — годограф поверхностной волны;  
 $t_{гол}$  — годограф головной волны;  
 $t_{отр}$  — годограф отраженной волны.

Величину  $\left(\frac{dt(x)}{dx}\right)^{-1}$  называют кажущейся скоростью:

$$v^* = v_1 \cdot \sin(i \pm \varphi)$$

С учетом того, что  $\sin i = v_1/v_2$ , получаем

$$v^* = v_2 \frac{\sin i}{\sin(i \pm \varphi)} \quad (1.43)$$

Как видно из выражения (1.43), кажущаяся скорость может быть больше или меньше скорости в нижней среде:

$$v_+^* = v_2 \frac{\sin i}{\sin(i + \varphi)} < v_2, \quad v_-^* = v_2 \frac{\sin i}{\sin(i - \varphi)} > v_2$$

При  $\varphi = 0$   $v_+^* = v_-^* = v_2$ , при  $\varphi = i$   $v_-^* = \infty$  и при  $\varphi > i$   $v_-^* < 0$ .

Значения  $x_n$  и  $t_n$  легко определить из условия  $BC = 0$  (см. рис. 1.25):

$x \cdot \cos \varphi = 2h_0 \cdot \operatorname{tg} i - x \cdot \operatorname{tg} i \cdot \sin \varphi = BC = 0$ . Решая это уравнение, находим

$$\begin{aligned} x_n &= 2h_0 \cdot \frac{\sin i}{\cos(i \pm \varphi)}, \\ t_n &= \frac{2h_0}{v_1} \cdot \frac{\cos \varphi}{\cos(i \pm \varphi)}. \end{aligned} \quad (1.44)$$

При  $\varphi = 0$  имеем  $x_n = 2h_0 \cdot \operatorname{tg} i$ ;  $t_n = 2h_0/v_1 \cdot \cos i$ . При продолжении годографа преломленной волны до пересечения его с осью  $t$  на этой оси отсекается отрезок:

$$t_o = (2h_0/v_1) \cdot \cos i.$$

Если вместо слоя рассматривать толщю наклонных пластов, то, используя понятие эффективной скорости для годографа волны, преломленной на подошве этой толщи, получаем

$$t(x) = \frac{2H_{\text{эф}}}{v_{\text{эф}}} \cdot \cos i + \frac{x \cdot \sin(i \pm \varphi)}{v_{\text{эф}}}, \quad \sin i = \frac{v_{\text{эф}}}{v_2}. \quad (1.45)$$

В начальной точке годографа преломленной волны лучи отраженной под критическим углом волны и первый луч головной волны совпадают между собой. Соотношение между годографами отраженной и преломленной волн для одной и той же границы приведено на рис. 1.26.

Как следует из формулы (1.44), наблюдение преломленных волн возможно лишь при определенном удалении приемников от пункта возбуждения, а именно, при  $x > 2h_0 \cdot \operatorname{tg} i$ . Это принципиально отличает методику проведения сейсморазведки по методу преломленных волн от методики для метода отраженных волн. Шаг между приемниками в МПВ выбирают из условия  $\Delta x < v^* T_{\text{вид}} / 2$ , где  $T_{\text{вид}}$  — видимый период регистрируемых импульсов. Величина  $\Delta x$  изменяется от 2—3 м при детальном исследовании верхней части разреза до 100 м и более при изучении больших глубин. Поскольку преломленные волны всегда отличаются более низкочастотным спектром, чем отраженные, т. е. имеют большую длительность регистрируемых импульсов, в методе преломленных волн часто используют специальные низкочастотные сейсмоприемники. Длину приемной расстановки выбирают такой, чтобы надежно установить форму годографа преломленных волн. В зависимости от решаемых задач она может изменяться от десятков метров до 3—6 км.

При проведении работ по методу преломленных волн используют системы наблюдений, обеспечивающие надежное распознавание волн и их прослеживание по всей исследуемой площади, что достигается при наблюдениях по системе встречных или нагоняющих годографов. При получении встречных годографов в каждой позиции приемной расстановки возбуждение проводят с правого и левого флангов, и затем всю измерительную установку перемещают по профилю с некоторым шагом. При получении нагоняющих годографов возбуждение проводят только с одного фланга, после чего измерительную установку также перемещают вдоль профиля (см. рис.1.25).

Замечательной особенностью метода преломленных волн является возможность при залегании слоистой толщи на полупространстве или однородном слое большой мощности преломленную от подошвы этой толщи волну наблюдать на таком расстоянии от источника, при котором она приходит к поверхности раньше всех других волн (метод первых вступлений). Это свойство преломленных волн широко используют при решении инженерно-геологических и гидрогеологических задач, когда, например, необходимо найти положение границы, разделяющей рыхлые и консолидированные отложения или сухие и водонасыщенные.

## 1.4 Обработка и интерпретация данных сейсморазведки

Под обработкой сейсмических данных понимают совокупность операций, проводимых в определенной последовательности по каждой сейсмотрассе или группе сейсмотрасс с целью максимального подавления регулярных и нерегулярных помех и наиболее полного выявления кинематических и динамических характеристик изучаемых волн.

В процессе сейсмической интерпретации из множества зарегистрированных на сейсмограммах волн выделяют однократные отраженные или преломленные (рефрагированные) волны, и по кинематике и динамике этих волн изучают распределение скорости и некоторых упругих параметров в толще пород как по глубине, так и в плане. В процессе геологической интерпретации результаты сейсмической интерпретации получают геологическое истолкование — привязку к данным бурения, геологического картирования, тектоническим условиям района исследования. Выделенные по различию в скоростях распространения упругих волн интервалы внутри исследуемой толщи отождествляют с породами того или иного состава и возраста, а также с теми или иными изменениями в свойствах пород одного состава или возраста.

В настоящее время, когда сейсмические материалы чаще обрабатывают с использованием ЭВМ, собственно обработка и сейсмическая интерпретация переплетаются настолько тесно, что разделение этих этапов в ряде случаев теряет смысл.

### 1.4.1 Интерпретационные модели в сейсморазведке

Положение отражающих и преломляющих границ и распределение скоростей тех или иных волн в изучаемой толще по сейсмическим данным изучают путем решения **обратной кинематической задачи сейсморазведки**. Как и для обратных задач геофизики вообще, решение обратной задачи сейсморазведки возможно лишь в рамках некоторых априорных предположений относительно строения и свойств исследуемой среды. Систему таких предположений, включающую в себя эмпирические данные и известные физические закономерности, контролирующие образование отложений и формирование их свойств, используют при создании сейсмогеологической модели среды. В такой модели вместо реальных геологических объектов присутствуют среды, описы-

ваемые только набором упругих параметров и законом их изменения в пространстве модели — по глубине и в плане.

В сейсморазведке МОВ наибольшее распространение получила *модель среды с вертикальной изменчивостью упругих свойств*, т. е. по глубине, при постоянстве ее в плане. Модели этого типа подразделяют на два класса: с непрерывным изменением скорости по глубине и со скачкообразным. При этом границы раздела между слоями с различными упругими свойствами принимаются локально плоскими. Применимость модели слоистой толщи с локально плоскими отражающими границами основывается на следующих положениях.

1. Длина приемной расстановки в методах отраженных волн обычно не превышает 3000 м. Следовательно, предположение о неизменности упругих свойств в горизонтальном направлении носит локальный характер и должно выполняться на участках профиля, размеры которых не превышают 3000 м. За редким исключением такое предположение согласуется с реальными геологическими условиями.

2. В методе ОПВ точка отражения перемещается по отражающей границе на расстояние, не превышающее половину длины приемной расстановки, а в методе ОГТ — либо остается на одном и том же месте границы, либо перемещается на незначительные расстояния, если граница имеет наклон. Следовательно, в кинематическом отношении границу можно считать плоской, если она мало отличается от плоскости на локальных участках, размеры которых не превышают половину длины расстановки для ОПВ.

3. С точки зрения динамики отраженных волн реальную границу можно считать плоской, если она является плоской в окрестности точки зеркального отражения. Размер этой окрестности определяется первой зоной Френеля преобладающей частоты сейсмического сигнала, т.е. зависит от спектрального состава сигнала и глубины залегания границы.

4. Слоистый характер геологических отложений предполагает скачкообразное изменение упругих свойств на границах между слоями, и при мощностях слоев около десятков метров и меньше вполне оправдано предположение о неизменности упругих свойств в пределах каждого из пластов.

*Модель с непрерывным изменением упругих свойств по глубине* оказывается необходимой для описания мощных толщ однородного состава, когда необходимо учитывать возрастание горного давления или закономерное изменение литологических свойств. К этой же модели приходится обращаться и тогда, когда отложения представлены системой тонких слоев, упругие свойства которых медленно изменяются с глубиной. Незначительное различие в свойствах соседних слоев и их малая, по сравнению с используемыми в сейсморазведке длинами волн, мощность не позволяют отличить такую толщу от среды с непрерывным изменением упругих свойств.

В методе преломленных волн в отличие от метода отраженных изучаемые волны основной путь проходят по направлениям, близким к горизонтали, вдоль преломляющей границы. Предположение о том, что преломляющая граница на всем интервале приемной расстановки является плоской, справедливо далеко не всегда. Поскольку в МПВ изучается скорость распространения волн вдоль той или иной границы, а не эффективная скорость, менее чувствительная к изменчивости скорости в отдельных пластах, интерпретационные модели для МПВ должны учитывать как возможную криволинейность преломляющих границ, так и изменчивость скорости в породах под преломляющей границей по горизонтали.

#### **1.4.2 Обработка сейсмограмм**

В процессе обработки аналоговых записей данных МОВ и МПВ их перезаписывают на видимый носитель с разными параметрами фильтров воспроизведения (частот-

ная селекция) и различными способами выравнивания амплитуд волн в пределах сейсмотрассы. Последнее необходимо из-за того, что динамический диапазон регистрируемых волн в тысячи раз превышает динамический диапазон регистратора, осуществляющего визуализацию сигналов.

Частотный диапазон регистрируемых в сейсморазведке сигналов простирается от 10—25 до 120—150 Гц, а в инженерно-геологических модификациях – до сотен и первых тысяч герц. Из этого диапазона с помощью фильтров можно выбирать поддиапазоны, например, 15—60; 25—80 Гц и т. д.

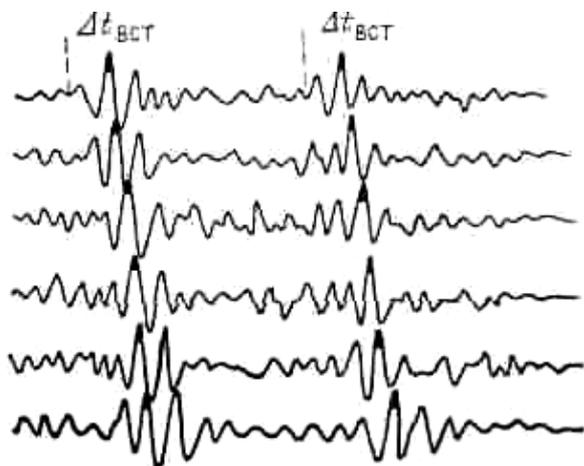


Рис.1.27 Пример корреляции волн по различным фазам или характерным экстремумам

При каждой полосе пропускания воспроизводящего устройства получают сейсмограмму. Набор таких сейсмограмм сравнивают между собой и выбирают такую полосу пропускания, при которой наилучшим образом прослеживаются интересующие интерпретатора волны. Выбором параметров устройства, сглаживающего динамический диапазон зарегистрированных сигналов, добиваются того, чтобы записи на сейсмограмме сохраняли особенности формы импульсов отдельных волн и давали представление об их сравнительной интенсивности. Анализируя перезаписи с различными параметрами воспроизведения, интерпретатор выбирает наилучший вариант для дальнейшей обработки.

Сейсмограммы, полученные при каждой позиции приемной расстановки на профиле, располагаются последовательно друг за другом так, что образуется монтаж, позволяющий проследить волны на всем профиле. Прослеживание преломленных, отраженных, рефрагированных или дифрагированных волн, связанных с одной и той же границей, толщиной, дифрагирующим объектом, называют **корреляцией**. Корреляция ос-

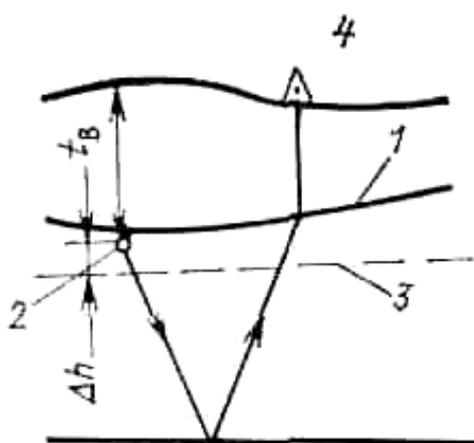


Рис.1.28 Характер влияния ЗМС на кинематику отраженных волн.

1 — подошва ЗМС; 2 — источник; 3 — поверхность приведения; 4 — приемник;  $t_B$  — время пробега от источника до вертикали;  $\Delta h$  — превышение источника над поверхностью приведения

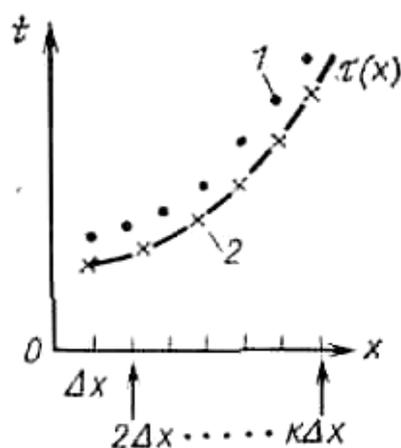


Рис.1.29 Пример построения непрерывного годографа -  $\tau(x)$  по экспериментальным данным.

1 — экспериментальные значения времен; 2 — исправленные значения

новывается на том, что в плоскости  $(t, x)$  каждой сейсмограммы времена вступления, форма и интенсивность соответствующих волн мало изменяются, если расстояние между пунктами приема мало. Это позволяет не только выделить волны одной природы, но и определить временные сдвиги между волнами, зарегистрированными на различных каналах, путем измерения временных сдвигов между одними и теми же характерными точками импульсов излучаемых волн — положительными или отрицательными экстремумами, переходами через нуль и т. п. Истинные времена прихода определяют при введении поправок за вступление  $\Delta t_{ВСТ}$  (рис.1.27).

По каждой сейсмограмме может быть построено несколько годографов отраженных или преломленных волн, соответствующих различным границам внутри слоистой толщи. В большинстве случаев такие годографы оказываются искаженными за счет зоны малых скоростей (рис.1.28).

Для того, что бы привести годографы к тому виду, который они имели бы при отсутствии ЗМС, необходимо ввести поправки за ЗМС. Исправленные годографы будут относиться уже не к поверхности земли, а к поверхности приведения (см. рис.1.28).

Вынесенные на плоскость  $(t, x)$  годографы, построенные для всего профиля, образуют сводные годографы, по которым изучают прослеживаемость волн вдоль профиля и проверяют надежность отождествления волн по выполнению **принципа взаимности**. Этот принцип утверждает, что если поменять местами источник и приемник, то время пробега однотипных волн не изменится независимо от того, является ли волна отраженной или преломленной. Перед тем как приступить к обработке годографов, проводят их сглаживание: дискретной последовательности отсчетов  $t(k\Delta x)$  ставят в соответствие непрерывную функцию  $\tau(x)$ , усредняющую экспериментальные отсчеты (рис. 1.29).

### 1.4.3 Интерпретация данных МОВ при общем пункте возбуждения

Предположим, что на сейсмограмме, полученной при положении пункта возбуждения в точке профиля  $x_k$  ( $k=1, 2, \dots, n$ ), получены годографы нескольких отраженных волн для плоских отражающих границ. Годограф  $i$ -й отраженной волны имеет вид

$$\begin{aligned} t_i &= \frac{1}{v_{ki}} \cdot \sqrt{x^2 \pm 4H_{ki} \cdot x \cdot \sin \varphi + 4H_{ki}^2} = \\ &= \sqrt{\frac{x^2}{v_{ki}^2} + \frac{2t_{oi}(x_k) \cdot x \cdot \sin \varphi_{ki}}{v_{ki}} + t_{oi}^2(x_k)} \end{aligned} \quad (1.46)$$

где  $v_{ki}$  — эффективная скорость в толще до 1-й границы;  $\varphi_{ki}$  — угол наклона этой границы в окрестности точки профиля  $x_k$ ;  $H_{ki}$  — эффективная эхоглубина под пунктом возбуждения;  $t_{oi}(x_k) = 2H_{ki}/V_{ki}$ .

После возведения обеих частей выражения (1.46) в квадрат получаем

$$t_i^2(x_k, x) = \frac{x^2}{v_{ki}^2} + 2 \frac{t_{oi}(x_k)}{v_{ki}} \cdot x \cdot \sin \varphi_{ki} + t_{oi}^2(x_k) \quad (1.47)$$

Известными в формуле (1.47) являются расстояния  $x$  и времена прихода волны  $t_i(x_k, x)$ , неизвестными —  $H_{ki}$ ,  $\varphi_{ki}$ ,  $v_{ki}$ .

Величина  $t_{oi}(x_k)$  может быть известна, если  $x=0$ , или неизвестна, если  $x>0$  (для фланговой расстановки с выносом). Предположим, что  $t_{oi}(x_k)$  известно. Используя известные  $x$  и  $t_i(x_k, x)$ , найдем новую функцию  $W_i(x_k, x) = [t_i^2(x_k, x) - t_{oi}^2]/x$ .

Согласно выражению (1.47)

$$W_i(x_k, x) = \frac{x}{v_{ki}^2} \pm 2 \frac{t_{oi}(x_k)}{v_{ki}} \cdot \sin \varphi_{ki} \quad (1.48)$$

Определим  $W_i$  для каждого значения  $x$ , результаты вычислений нанесем на плоскость  $(W, x)$  и усредним прямой линией (рис. 1.30). Тогда для  $v_{ki}$ , получаем

$$v_{ki} = \sqrt{\frac{l}{\operatorname{tg} \theta}}, \quad (1.49)$$

где  $\theta$ —угол между осью  $OX$  и наклонной прямой  $W(x)$ . Отрезок, отсекаемый на оси  $OW$ , будет

$$W(0) = \frac{2t_{oi} \cdot \sin \varphi_{ki}}{v_{ki}} \quad (1.50)$$

Поскольку  $t_{oi}$  и  $v_{ki}$  известны, то можно определить  $H_{ki}$  и  $\varphi_{ki}$ :

$$H_{ki} = \frac{t_{oi}(x_k) \cdot v_{ki}}{2}, \quad \sin \varphi_{ki} = \frac{W(0) \cdot v_{ki}}{2t_{oi}}$$

Предположим теперь, что точное значение  $t_{oi}$  неизвестно. Используя в качестве первого приближения  $t_{min}$ , построим семейство графиков  $W_{ki}(x)$  при различных значениях  $t_{oi}$ . Как следует из формулы (1.48), если среди использованных значений  $t_{oi}$  имеется верное, то соответствующая ему функция  $W_{ki}(x)$  будет прямо пропорциональна  $x$ , т.е. в плоскости  $(W, X)$  ей будет соответствовать наклонная прямая. Продолжим ее до пересечения с осью  $OW$  и найдем  $v_{ki}$ ,  $H_{ki}$  и  $\varphi_{ki}$ , способом, изложенным выше, когда  $t_{oi}$  известно.

Обработывая последовательно все годографы данной расстановки, получим **набор значений эффективных скоростей**. Анализ

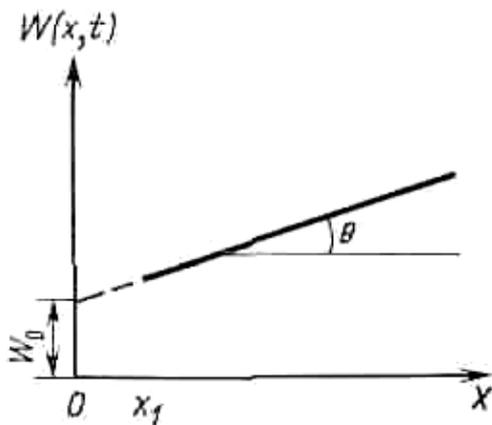


Рис.1.30 Графический способ решения обратной кинематической задачи МОВ

характера изменения  $v_{эф}$  от  $t_{oi}$  позволяет установить, какие годографы относятся к однократным волнам, если по данным скважинных наблюдений или геологическим данным известно, как средняя скорость в изучаемой толще возрастает с глубиной. В этом случае из последовательности  $v_{эф i}$  выбирают только те значения, которые согласуются с известными  $v_{cp}(t_o)$ . К кратным волнам относятся годографы, которые дают значения  $v_{эф}$ , не согласующиеся с монотонным возрастанием  $v_{cp}$  как функции  $t_o$ . Определяя скорости по годографам, полученным на всех позициях приемной расстановки, можно установить и плавные изменения  $v_{эф}$  вдоль профиля.

При известных значениях  $v_{эф i}$  и  $t_{o i}$  можно определить и положение отражающих границ. Значение эхо-глубины под каждым пунктом возбуждения связано с  $v_{эф}$  соотношением

$$H_{эф} = \frac{v_{эф} \cdot t_{o i}}{2}$$

Проводя окружность с центром в пункте возбуждения и радиусом  $H_{эф}$ , найдем геометрическое место возможных точек отражения, соответствующих найденному значению  $v_{эф}$ . Отрезок, касательный к окружностям, построенным под соседними пунктами возбуждения, дает положение **отражающей границы** на интервале между этими пунктами. Последовательное использование такого способа для многих пунктов возбуждения приводит к построению сечения криволинейной границы, аппроксимированной отрезками ломаной. Если наблюдения ведут с большим перекрытием вдоль профиля, когда пункты возбуждения располагаются на малом расстоянии друг от друга, то ломаная кривая может быть усреднена плавной, достаточно хорошо согласующейся с сечением отражающей границы.

Значения  $v_{эф}(t_o)$  дают полное представление об изменении средней скорости с глубиной. Предположим, что годографы  $t_k(x)$  и  $t_{k+1}(x)$  получены от кровли и подошвы некоторого пласта, внутри которого скорость неизменна. Тогда, используя определение эффективной скорости, в соответствии с выражением (1.27) имеем

$$v^2(t_{o k}) = \sum_{i=1}^k v_i^2 \cdot \frac{\Delta t_i}{t_{o k+1}},$$

$$v^2(t_{o k+1}) = \sum_{i=1}^{k+1} v_i^2 \cdot \frac{\Delta t_i}{t_{o k+1}},$$

где

$$\Delta t_i = \frac{2h_i}{v_i}, \quad t_{o k} = \sum_{i=1}^k \frac{2h_i}{v_i}, \quad t_{o k+1} = \sum_{i=1}^{k+1} \frac{2h_i}{v_i}.$$

Тогда

$$v^2(t_{o k}) \cdot t_{o k} = \sum_{i=1}^k v_i^2 \cdot \Delta t_i,$$

$$v^2(t_{o k+1}) \cdot t_{o k+1} = \sum_{i=1}^k v_i^2 \cdot \Delta t_i + v_{k+1}^2 \cdot \Delta t_{k+1}.$$

Вычитая из нижнего равенства верхнее, находим

$$v_{k+1}^2 = \frac{v^2(t_{o k+1}) \cdot t_{o k+1} - v^2(t_{o k}) \cdot t_{o k}}{t_{o k+1} - t_{o k}}. \quad (1.51)$$

Если мощность пласта, определенная по известному значению  $t_{o i}$  и  $v_{эф i}$ , достаточно велика (составляет десятки или сотни метров) и не согласуется с геологическими данными или по сейсмическим материалам видно, что в интервале  $t_{o k+1} - t_{o k}$  регистрируются волны, не поддающиеся надежной корреляции, то говорят об **интервальной**, а не пластовой скорости. Интервальная скорость тогда достаточно надежно отражает среднюю для этого интервала скорость. Изучение изменения интервальной скорости вдоль профиля дает информацию об изменчивости свойств пород в указанном интервале времен регистрации или глубин.

По результатам проведения сейсморазведки методом ОПВ на изучаемой площади строят систему сейсмических разрезов: на них представлены отражающие границы в сечении их вертикальной плоскостью, проведенной через соответствующий профиль. Сетка профилей, покрывающих площадь, позволяет построить структурные карты по отражающим границам и каждый из интервалов между парой границ охарактеризовать скоростью продольных или поперечных волн или той и другой одновременно. Поскольку скорости определяют для каждого положения приемной установки на профиле, то внутри выделенных интервалов глубин можно проследить и изменение скорости вдоль профиля и между профилями, т. е. вообще в плане.

#### 1.4.4 Интерпретация данных метода преломленных волн

Для плоской преломляющей границы годограф преломленной волны задается соотношением:

$$t(x) = \frac{2H_1}{v_1} \cdot \cos i + \frac{x}{v_2} \cdot \sin(i \pm \varphi), \quad x > 0.$$

где  $v_1$  — эффективная скорость в покрывающей толще;  $H_1$  — эффективная глубина под пунктом возбуждения в точке профиля 1;  $\varphi$  — угол наклона границы;  $v_2$  — скорость в породах, залегающих ниже преломляющей границы (см. рис.1.25). Будем считать, что ниже преломляющей границы однородные отложения занимают все полупространство. Кажущаяся скорость, определяемая по такому годографу,

$$\left( \frac{dt}{dx} \right)^{-1} = v^* = \frac{v_1}{\sin(i \pm \varphi)}$$

Поскольку угол наклона  $\varphi$  неизвестен, по найденному значению  $v^*$  найти  $v_2$  невозможно. Необходимо иметь еще один годограф. Для этого при неизменном положении приемной расстановки наблюдения ведут при возбуждении с двух флангов, получая систему встречных годографов.

Для прямого и встречного годографов при расстоянии между пунктами наблюдения  $l$  можно записать

$$\overset{\rightarrow}{t}(x) = \frac{2H_1 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{x \cdot \sin(i \pm \varphi)}{v_1}, \quad (1.52)$$

$$\overset{\leftarrow}{t}(x) = \frac{2H_2 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{(l-x) \cdot \sin(i \mp \varphi)}{v_1} \quad (1.53)$$

где  $H_1, H_2$  — эхоглубины под первым и вторым пунктами возбуждения соответственно. Используя выражения (1.52) и (1.53), найдем кажущиеся скорости  $v^*_+$  и  $v^*_-$ :

$$v^*_+ = \frac{v_1}{\sin(i + \varphi)}, \quad (1.54)$$

$$v^*_- = \frac{v_1}{\sin(i - \varphi)}$$

Поскольку  $v^*_+$ ,  $v^*_-$  и  $v_1$  известны,

$$\frac{v_1}{v^*_+} = \sin(i + \varphi), \quad \frac{v_1}{v^*_-} = \sin(i - \varphi).$$

Два уравнения с двумя неизвестными позволяют найти  $\varphi$  и  $t$ :

$$i + \varphi = \arcsin \frac{v_l}{v_+^*}, \quad i - \varphi = \arcsin \frac{v_l}{v_-^*},$$

$$i = \frac{1}{2} \cdot \left[ \arcsin \frac{v_l}{v_+^*} + \arcsin \frac{v_l}{v_-^*} \right], \quad (1.55)$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \cdot \left[ \arcsin \frac{v_l}{v_+^*} - \arcsin \frac{v_l}{v_-^*} \right]. \quad (1.56)$$

Тогда скорость  $v_2 = v_l / \sin i$ . При малых углах наклона, когда  $\varphi \ll 1$ ,  $\cos \varphi \approx 1$ , имеем:

$$\frac{v_l}{v_+^*} = \sin i \cdot \cos \varphi + \cos i \cdot \sin \varphi,$$

$$\frac{v_l}{v_-^*} = \sin i \cdot \cos \varphi - \cos i \cdot \sin \varphi$$

$$\sin i \cdot \cos \varphi \approx \sin i \approx \frac{1}{2} \cdot \left[ \frac{v_l}{v_+^*} + \frac{v_l}{v_-^*} \right]$$

откуда

$$v_2 = \frac{2}{1/v_+^* + 1/v_-^*}. \quad (1.57)$$

Эхоглубины под пунктами возбуждения 1, 2, будут

$$H_1 = \frac{v_l \cdot t_{01}}{2 \cos i}, \quad H_2 = \frac{v_l \cdot t_{02}}{2 \cos i} \quad (1.58)$$

где  $t_{01}$ ,  $t_{02}$  — времена, отсекаемые на оси времен при продолжении соответствующих годографов до пересечения с этими осями. По известным  $t_0$  и  $v_l$  в интервале между пунктами возбуждения устанавливают положение преломляющей границы.

Если поверхность, разделяющая однородное полупространство и слой, не плоская, но из геологических данных либо скважинных наблюдений известно, что скорости волн в отложениях мало изменяются, годограф преломленных волн не будет прямолинейным. Угол наклона годографа в произвольной его точке определяется, как и прежде, соотношением (1.43). Значение  $v_l$  при сделанных предположениях относительно постоянства скорости в отложениях необходимо считать постоянным, а угол наклона  $\varphi$  будет функцией от  $x$ . Проводя наблюдения по системе, например, встречных годографов, при такой длине приемной расстановки, когда в ее пределах границу можно считать плоской, для каждого пункта возбуждения будет определена эхоглубина, и, таким образом, положение преломляющей границы будет найдено вдоль всего профиля наблюдения.

Если из геологических данных известно, что преломляющая граница плоская и скорость в слое не изменяется, то непрямолинейность годографа преломленных волн будет указывать на изменение скорости в нижележащих отложениях. Такая ситуация может возникнуть, если, например, коренные породы, залегающие под слоем молодых отложений, изменены под действием каких-либо факторов (трещиноватость, кавернозность, вещественный состав). Изучая значения  $v_2$ , можно выделить зоны с различными значениями скорости и затем связать их с определенным состоянием коренных пород. При этом фактически картируют коренные породы, залегающие под слоем рыхлых от-

ложений. Точно так же можно проследить смену состава пород на больших глубинах в земной коре, выделить области развития гранитов или базальтов и т. п.

#### 1.4.5 Обработка и интерпретация данных метода ОГТ

При проведении работ по методу ОГТ на каждой точке наблюдения получают  $N$  сеймотрасс — сейсмограмму ОГТ. Обработка данных метода ОГТ — это сложный и многоступенчатый процесс, в результате которого  $N$  сеймотрасс сейсмограммы ОГТ заменяют одной новой сеймотрассой, на которой однократные волны преобладают по интенсивности над многократными и всеми другими видами нерегулярных и регулярных волн-помех. Для того чтобы понять, как синтезируют такую новую сеймотрассу, каков ее физический смысл и чем определяется эффективность подавления волн-помех, рассмотрим следующий случай.

Предположим, что в ряде точек наблюдения  $A_1, A_2, A_3$  на профиле получены сеймотрассы при  $x=0$  — сеймотрассы  $t_0$ . Обозначим их  $S_{ok}(t)$ . Отраженные волны, регистрируемые на сеймотрассах  $S_{ok}(t)$ , отличаются от сеймотрасс, получаемых при  $x \neq 0$ , тем, что траектории лучей однократно отраженных волн совпадают с траекториями лучей падающих волн, т. е. луч, выходящий из источника, возвращается к нему же, проходя одним и тем же путем от источника до границы и обратно. Это означает, что все однократные волны образуются при нормальном падении волн на отражающую границу.

Если по сейсмограмме  $S_{ok}(t)$  удалось бы выделить однократные отраженные волны и определить времена их вступления  $t_{1k}, t_{2k}, \dots, t_{ik}$ , то эхоглубины до соответствующих границ можно было бы определить по формуле

$$H_k = \frac{v_{cpk} \cdot t_{ik}}{2},$$

где  $v_{cpk}$  — средняя скорость в толще, покрывающей  $k$ -ю отражающую границу.

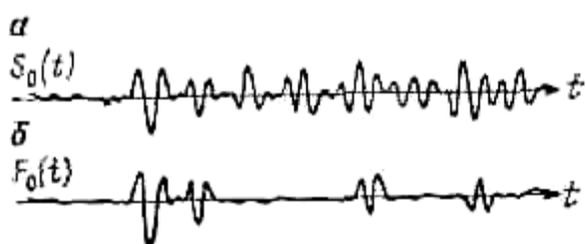


Рис.1.31 Сейсмограмма ОГТ  $S_0(t)$  (а) и сейсмограмма однократных волн  $F_0(t)$  (б)

Амплитуды импульсов отраженных волн при этом указывали бы на относительные величины коэффициентов отражения в толще под  $k$ -й точкой наблюдения. Изменение амплитуд волны, отраженной от одной и той же границы, при движении по профилю указывало бы на изменение коэффициента отражения или на изменчивость свойств вышележащих пород в плане, например на изменение их поглощающих свойств. Сейсмограмма, на которой в прямоугольных координатах по

горизонтальной оси наносят точки наблюдения, а по вертикальной — сеймотрассы  $S_{ok}(t)$ , давала бы непосредственное представление о положении отражающих границ, их числе и особенностях формы в сечении разреза вертикальной плоскостью, проведенной через профиль. В этом смысле сейсмограмму  $t_0$  можно назвать сейсмическим изображением изучаемой толщи.

Однако на сеймотрассах  $S_{ok}(t)$  и сейсмограмме  $t_0$ , кроме относительно небольшого числа однократных волн, присутствует огромное число многократных. Число многократных волн лавинообразно возрастает по мере увеличения числа отражающих границ. Именно по этой причине однократные волны, приходящие от глубоких отражающих границ, оказываются в особо неблагоприятных условиях: чем больше время

регистрации, тем большее число многократных волн успевает сформироваться. Эти волны маскируют однократные волны в ряде случаев настолько, что их вообще не удастся выделить.

Представим себе, что каким-либо путем с сейсмограмм  $S_{0k}(t)$  удалены все или большинство многократных волн. Тогда новое сейсмическое изображение давало бы полное представление об изучаемом разрезе — и времена вступления однократных волн, и их амплитуды. Сейсмограмму  $F_0(t)$ , на которой времена вступления однократных волн и их интенсивность остаются такими же, как на реальной сейсмограмме  $S_0(t)$ , а кратные волны частично или полностью подавлены, можно получить путем соответствующей обработки сейсмограмм ОГТ.

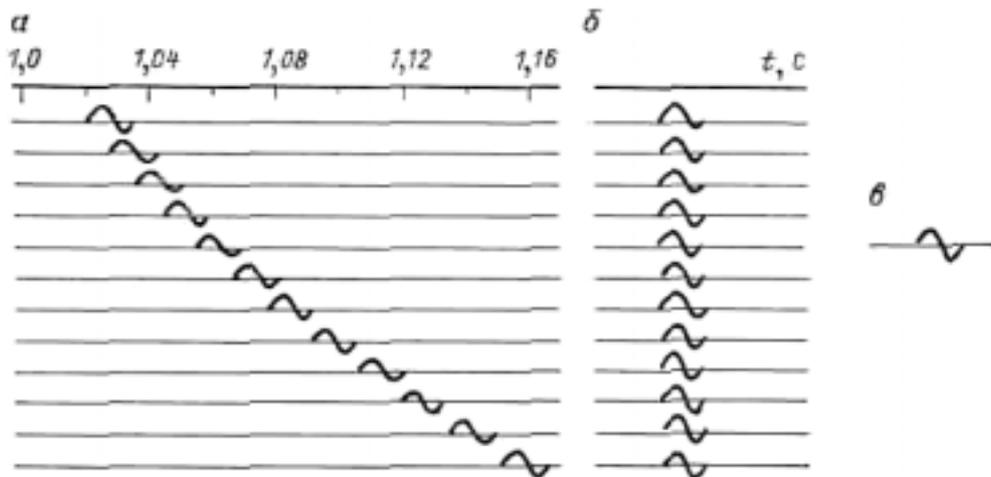


Рис.1.32 Построение суммотрассы ОГТ.

а — исходные сейсмограммы  $S_k(t)$ , б — вспомогательные сейсмограммы, полученные при известной (истинной) скорости  $v=3000$  м/с; в — результат суммирования

На рис.1.31 приведен фрагмент сейсмического изображения, сейсмограммы  $S_0(t)$  и тот же фрагмент после устранения из нее кратных волн — сейсмограмма  $F_0(t)$ . Операцию преобразования сейсмограммы ОГТ в сеймотрассу  $F_0(t)$  рассмотрим на нескольких примерах. Пусть на некоторой точке профиля получено  $N$  сеймотрасс ОГТ —  $S_1(t), S_2(t), \dots, S_N(t)$ , соответствующих расстояниям источник — приемник  $x_1 < x_2 < \dots < x_N$ , причем  $x_1 \neq 0$ , т.е. сеймотрассы  $S_0(t)$  отсутствуют (рис.1.32, а). Предположим, что на сейсмограмме имеется всего одна отраженная волна. Времена вступления волн в зависимости от  $x$ : в соответствии с выражением (1.37) определяются годографом ОГТ:

$$t_{1l}(x) = \sqrt{t_{0l}^2 + \frac{x^2}{v_l^2}} = t_{0l} + \Delta t_k(x),$$

где  $t_{0l}$  — время прихода этой же волны при  $x = 0$ , т. е. время, в которое волна была бы зарегистрирована на сеймотрассе  $S_{0k}(t)$ ;  $v_l$  — константа, имеющая размерность скорости.

Определим время вступления волны на сеймотрассе  $S_{1l}(t)$ , обозначив его  $t_{1l}$ . Время вступления этой же волны на сеймотрассе  $S_{0l}(t)$  было бы

$$t_{0l} = \sqrt{t_{1l}^2 - \frac{x^2}{v_l^2}}$$

Считая  $v_l$  известной, найдем  $t_{0l}$  и импульс с сейсмограммы  $S_k'(t)$  перенесем на вспомогательную сейсмограмму  $S_0'(t)$ , поместив его так, чтобы время его вступления на этой сейсмограмме было равно  $t_{0l}$ . Очевидно, что время  $t_{0l}$  можно определить по любой из  $N$  сейсмограмм на сейсмограмме ОГТ и на вспомогательные сейсмограммы вынести импульсы с соответствующих сейсмограмм ОГТ,— все эти импульсы будут иметь одинаковое время вступления, но, может быть, различную амплитуду. Таким образом, можно получить  $N$  вспомогательных  $S_0^1(t), S_0^2(t), \dots, S_0^N(t)$  сейсмограмм (рис.1.32, б), каждая из которых по времени вступления и форме импульса волны совпадает с сейсмограммой  $S_0(t)$ , но по амплитуде импульса может так или иначе отличаться от реальной сейсмограммы  $S_0(t)$ .

Образум из  $N$  вспомогательных сейсмограмм суммограмму  $F_0(t)$  следующим об-

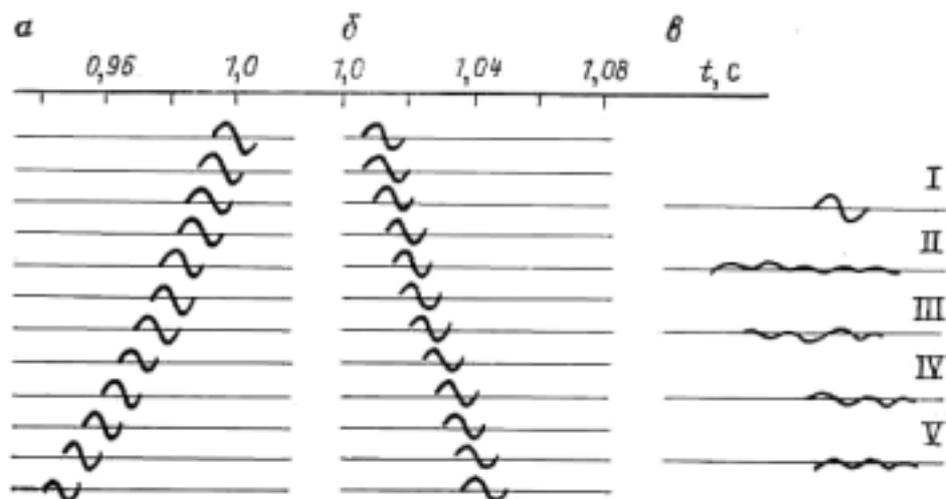


Рис.1.33 Пример построения суммограмм ОГТ при различных скоростях (исходные сейсмограммы — см. рис1.32).

а—вспомогательные сейсмограммы при  $v_{II} = 2500$  м/с; б—вспомогательные сейсмограммы при  $v_{II} = 3500$  м/с; в—результаты суммирования: I —  $v_{II} = 3000$  м/с, II —  $v_{II} = 2500$  м/с; III —  $v_{II} = 2750$  м/с, IV —  $v_{II} = 3250$  м/с, V —  $v_{II} = 3500$  м/с

разом: сложим все вспомогательные сейсмограммы и результат суммирования поделим на  $N$ . При таком синфазном суммировании форма импульса на суммограмме  $F_0(t)$  будет такой же, как и на исходных сейсмограммах ОГТ, а амплитуда его будет равна средней амплитуде (рис.1.32, в). Эта суммограмма по времени вступления волны и форме импульса совпала бы с реальной сейсмограммой  $S_0(t)$ , если бы запись была проведена при  $x=0$ , и можно ожидать, что в результате усреднения импульсов амплитуда импульса на суммограмме будет близка к амплитуде импульса на реальной сейсмограмме  $S_0(t)$ .

Предположим теперь, что скорость  $v_l$  известна, и вместо  $v_l$  возьмем скорость  $v_{II}$  ( $v_{II} < v_l$ ). Используя сейсмограмму  $S_1(t)$ , найдем предполагаемое время вступления этой волны на сейсмограмме  $S_0(t)$ :

$$t_{0l}(v_{II}, x_1) = \sqrt{t_{II}^2 - \frac{x_1^2}{v_{II}^2}} = \sqrt{t_{0l}^2 + x_1^2 \left( \frac{1}{v_l^2} - \frac{1}{v_{II}^2} \right)}$$

Перенесем импульс с сейсмограммы  $S_1(t)$  на сейсмограмму  $F_0(t)$  так, чтобы он вступал в момент  $t_{0l}(v_{II}, x_1)$ . Возьмем сейсмограмму  $S_2(t)$  и найдем предполагаемое время вступления этой волны на сейсмограмме  $F_0(t)$ :

$$t_{02}(v_{11}, x_2) = \sqrt{t_{01}^2 + x_2^2 \left( \frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_{11}^2} \right)}$$

Перенесем импульс с сейсмотрассы  $S_2(t)$  на сейсмотрассу  $F_0(t)$ , поместив его так, чтобы он вступал в момент  $t_{02}(v_{11}, x)$ . Аналогичным образом определим времена  $t_{0i}$  по другим сейсмотрассам ОГТ и импульс с каждой из сейсмотрасс снесем на сейсмотрассу  $F_0(t)$ , поместив его начало на время, найденное по соответствующей сейсмотрассе ОГТ.

Сложим импульсы, суммируя их значения в один и тот же момент времени, и поделим результирующий импульс на  $N$ . Поскольку  $v_{11} < v_1$ , то все  $t_{0i}(v_{11}, x)$  будут различны и не равны  $t_{01}$ . Ошибка в определении  $t_{01}$  на сейсмотрассе  $F_0(t)$  зависит от  $x$  и  $v_{11}$ :

$$\Delta t(v_{11}, x_k) = t_{01}(v_{11}, x_k) - t_{01} = \sqrt{t_{01}^2 + x_k^2 \left( \frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_{11}^2} \right)} - t_{01} \quad (1.59)$$

Как видно из выражения (1.59),  $\Delta t$  возрастает при увеличении как  $x$ , так и разности  $(v_1 - v_{11})$ . На рис.1.33 приведены примеры построения сейсмотрасс ОГТ. Всякий раз, когда скорость  $v_{11}$  не совпадает с  $v_1$ , импульсы суммируются не в «фазе», гася друг друга. Операция, при которой импульсы с  $N$  сейсмотрасс ОГТ помещают на сейсмограмму  $F_0(t)$  с временами вступления, вычисленными по известным  $x$  и выбранному значению  $v_{11}$ , затем суммируют и делят на число сейсмотрасс в сейсмограмме ОГТ, называют суммированием по способу ОГТ.

Как видно из примера, приведенного на рис.1.33, суммирование по способу ОГТ дает интерпретатору две возможности: выявить время вступления  $t_0$  и форму импульса интересующей волны, сохраняя его интенсивность такой же, какой она была бы на сейсмотрассе  $S_0(t)$ , или, наоборот, ослабить интенсивность некоторой волны относительно той, которую она имеет на каждой из сейсмотрасс ОГТ и имела бы на сейсмотрассе  $S_0(t)$ . Подавление волны при этом не сводится к простому уменьшению ее амплитуды: на суммотрассе  $F_0(t)$  появляется волна иной, чем исходная, формы и с меньшей, по сравнению с исходной волной, амплитудой. В этом состоит специфика подавления волн, осуществляемого при суммировании по способу ОГТ.

Мерой того, насколько сильно подавлена волна, можно принять отношение амплитуды волны на одиночной сейсмотрассе к амплитуде волны, полученной после суммирования. Очевидно, что наименьшей амплитуда импульса после суммирования будет тогда, когда сдвиги между каждым из импульсов, участвующих в суммировании на сейсмотрассе  $F_0(t)$ , станут сравнимы с  $T_{вид}/2$ , где  $T_{вид}$  — видимый период импульса волны на исходных сейсмотрассах ОГТ. Но это означает, что подавление может быть эффективным лишь тогда, когда  $x_N$  удовлетворяет условию

$$\sqrt{t_0^2 + \frac{x_N^2}{v^2}} - t_0 \gg T_{вид}, \quad x_N \gg v \cdot \sqrt{2T_{вид} \cdot t_0}. \quad (1.60)$$

Приведенный выше пример позволяет сделать еще один важный вывод. Рассматривая результаты суммирования с различными значениями  $v_1$ , видим, что когда скорость выбрана правильно, импульс суммотрассы  $F_0(t)$  имеет наибольшую амплитуду. Это дает возможность определить скорости, опираясь на динамические параметры результирующих импульсов сейсмотрассы  $F_0(t)$ . Такой подход лежит в основе всех способов **скоростного анализа по данным ОГТ**.

Если бы однократные и многократные волны на сейсмограмме ОГТ регистрировались, не интерферируя друг с другом, т. е. на сейсмотрассе  $S_0(t)$  они вступали бы в моменты  $t_{01}, t_{02}, \dots, t_{0k}$  такие что  $t_{0i} - t_{0k} > \tau_u$ , то описанным выше способом любую из этих волн можно было бы подавить или сохранить на суммотрассе  $F_0(t)$ . Подавить одни волны и сохранить другие можно лишь тогда, когда их годографы различаются по величинам параметра скорости  $v_{OГТ}$ . Если параметры  $v_1, v_2, \dots, v_k$  для различных годографов близки между собой, то независимо от различия или совпадения значений  $t_{01}, t_{02}, \dots, t_{0k}$  суммирование по способу ОГТ либо равномерно подавит все волны, либо сохранит их такими же, какими они были бы на сейсмотрассе  $S_0(t)$ .

Предположим, что известна зависимость средней скорости от  $t_0$  — времени прихода волны на сейсмотрассе  $S_0(t)$ . Такие сведения можно получить при проведении *сейсмокаротаж скважин*. Однако в выражение для годографа входит не  $v_{cp}(t_0)$  и не  $v_{эф}$ , а либо  $v_{эф} / \cos \varphi$  (если волна однократная), либо  $v_{эф} / \cos m\varphi$  (если кратность волны  $m$ ), где  $\varphi$  — угол наклона границы;  $v_{эф}$  — эффективная скорость в толще, покрывающей границу. По этой причине скорость, которую используют при суммировании по способу ОГТ, называют не эффективной, а скоростью  $v_{OГТ}$  или скоростью при суммировании, и всегда  $v_{OГТ} > v_{cp}$ . При малых углах наклона, когда  $\cos \varphi \approx 1$ , график  $v(t_0)$  можно использовать лишь в качестве первого приближения к графику  $v_{эф}(t_0)$ . При больших углах наклона, например при  $\varphi = 30^\circ$ ,  $v_{OГТ}$  для однократных волн будет на 13,5 % выше  $v_{эф}$ , а для волны второй кратности  $v_{OГТ}$  будет в 2 раза выше  $v_{эф}$ .

Если однократная волна на сейсмотрассе  $S_0(t)$  имеет время вступления  $t_0$ , то двукратная волна, образующаяся на той же границе, будет иметь время вступления примерно  $2t_0$ . Но эта волна дважды прошла толщу, эффективная скорость в которой  $v_{эф}(t_0)$ . Отсюда следует, что если однократная волна с временем вступления  $t_0$  характеризуется эффективной скоростью  $v_{эф}(t_0)$ , то двукратная волна, образовавшаяся на той же границе и вступающая в момент  $2t_0$ , должна характеризоваться эффективной скоростью  $v_{эф}(t_0)$ . Если  $v_{эф}(t_0)$  возрастает с глубиной и соответственно с увеличением  $t_0$ , то при суммировании двукратной волны, вступающей на времени  $t_0$  и имеющей, следовательно,  $v_{OГТ} = v_{эф}(t_0/2)$  при значении  $v_{OГТ} = v_{эф}(t_0)$ , она будет подавляться. Однократная же волна, с тем же значением времени вступления  $t_0$  будет суммироваться с правильным значением  $v$  и на сейсмотрассе  $F_0(t)$  останется такой же, какой она была бы на сейсмотрассе  $S_0(t)$ . Очевидно, что при больших углах наклона кратнобразующих границ  $v^m_{OГТ} = v_{эф}(t_0/2) \cdot \cos m\varphi$  может стать сравнимой с  $v(t_0)$  для однократных волн и подавить такие кратные волны будет невозможно. Наиболее сложным является случай, когда однократная и двукратная волны имеют близкое значение  $t_0$ . На рис.1.34 приведен пример, показывающий, как выглядит при этом сейсмограмма ОГТ и что получается после ее обработки.

На реальных сейсмотрассах ОГТ выделить отдельно импульс какой-либо волны, найти время его вступления  $t_{jk}$  на сейсмотрассе  $S_k(t)$  и затем весь импульс поместить на сейсмотрассу  $F_0(t)$  невозможно, поскольку в каждый момент времени на этой сейсмотрассе регистрируется результат интерференции многих волн. Поэтому оперировать можно только с отсчетами, проводимыми с некоторым шагом  $\Delta t$ . При этом для каждого отсчета  $S_k(t)$  необходимо найти кинематическую поправку и этот отсчет поместить на сейсмотрассу  $F_0(t)$  в точке  $t_{0n} = t_n - \Delta t_k(x_k, N)$ . Для следующего отсчета  $t_n + \Delta t$  находят свою поправку, и этот отсчет помещают на соответствующем времени на сейсмотрассу  $F_0(t)$ . Значение  $v$  при этом выбирают по кривой  $v_{эф}(t_0)$ . Поскольку  $v_{эф}(t_0)$  изменяется медленно, а  $\Delta t_k \ll t_{0n}$ , то можно принять, что  $v_{эф}(t_n) = v_{эф}(t_0)$ . С шагом  $\Delta t$  необходимо

пройти всю сейсмотрассу  $S_n(t)$  и затем повторить все операции для следующей сейсмотрассы.

Этот процесс происходит в автоматическом режиме на ЭВМ. Число проводимых при обработке операций можно оценить из следующих соображений: длительность записи обычно 6 с, цифровые записи проводят с шагом дискретизации  $\Delta t = 2$  мс. Следо-

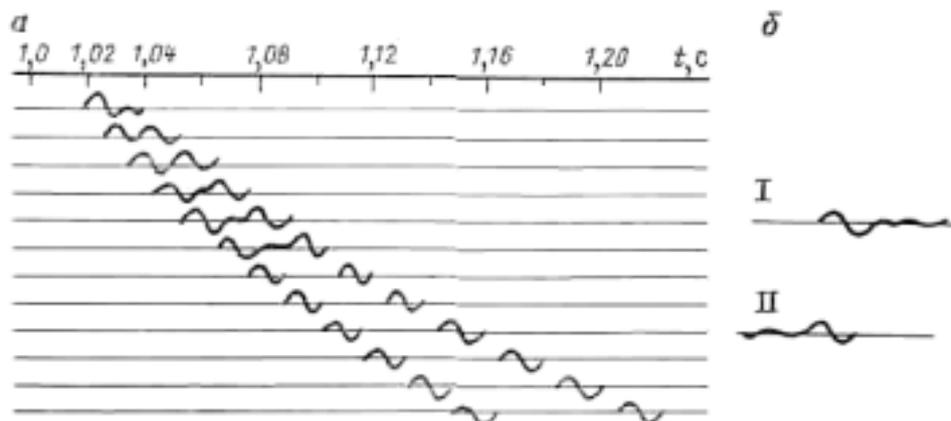


Рис.1.34 Пример подавления кратных волн путем суммирования по ОГТ.

*a* — исходные сейсмотрассы  $S_k(t)$ , на которых присутствуют две волны:  $v_{эф1} = 3000$  м/с,  $v_{эф2} = 2500$  м/с; *б* — результаты суммирования: I —  $v_1 = 3000$  м/с, II —  $v_2 = 2500$  м/с.

вательно, на каждой сейсмотрассе надо определить около 3000 кинематических поправок. Число сейсмотрасс ОГТ равно кратности перекрытий и изменяется от 12 до 48 и более. Таким образом, на одной точке наблюдения необходимо вычислить  $48 \cdot 3000$  кинематических поправок, затем провести столько же сложений и после этого будет получена одна сейсмотрасса  $F_0(t)$  для одного варианта зависимости  $v_{эф}(t_0)$ . Точки наблюдения на профиле располагают, как правило, с шагом 50 м, т. е. на 1 км профиля приходится 20 точек наблюдения.

Однако указанные операции далеко не исчерпывают всех действий, которые проводят в процессе обработки данных метода ОГТ. Прежде чем приступить к суммированию по способу ОГТ, необходимо ввести поправки за зону малых скоростей и привести все наблюдения к одной плоскости. Только в этом случае годограф ОГТ будет иметь тот вид, который используют при введении кинематических поправок. Неправильный учет поправок за ЗМС — статических поправок — не позволит сложить в «фазе» импульсы полезных волн ОГТ, как бы хорошо не были учтены кинематические поправки.

Далее, поскольку исходные данные о поведении эффективной скорости как функции  $t_0$  получают по кривой  $v_{cp}(t_0)$ , даже проводя наблюдения над той скважиной, в которой определялась кривая  $v_{cp}(t_0)$ , для точного вычисления кинематических поправок приходится вести перебор  $v_{OГТ}(t_0)$  для ряда интервалов записи, что позволяет уточнить кривую  $v_{эф}(t_0)$ . Если же наблюдения ведут вдали от опорной скважины, то  $v_{эф}(t_0)$  может вести себя заведомо иначе, чем предполагалось. В этом случае скоростной анализ просто необходим.

Как указывалось ранее, амплитуды импульсов отраженных волн на сейсмотрассе  $F_0(t)$  несут информацию о коэффициентах отражения. Однако эта информация маскируется фактором геометрического расхождения: амплитуды отраженных волн уменьшаются по мере увеличения глубин до отражающих границ. Особенности траекторий лучей однократных волн на сейсмотрассе  $F_0(t)$  позволяют простым образом учесть геометрическое расхождение, устранить его влияние на динамику отраженных волн на

сейсмотрассе  $F_0(t)$ . Для этого достаточно сейсмотрассу  $F_0(t)$  умножить на функцию  $t \cdot v_{эф}(t_0)$ . Сейсмотрассы  $\Phi_0(t) = t \cdot v_{эф} \cdot F_0(t)$  передают истинные значения амплитуд отраженных волн и позволяют определить соотношение между коэффициентами отражения на различных границах.

Для того чтобы сейсмотрассы  $\Phi_{ок}(t)$  можно было использовать при изучении изменений динамики отраженных волн по глубине и в плане, необходимо учесть различия в форме и интенсивности возбуждаемых импульсов на каждом пункте возбуждения, привести все сейсмотрассы к стандартному единому виду импульса возбуждения. Такое выравнивание требует дополнительной обработки.

Часто решающее значение имеет степень детальности расчленения разреза по глубине. В этом случае сейсмотрассы подвергают обработке, при которой расширяется спектр импульса возбуждения и уменьшается его длительность. Такую операцию называют **обратной фильтрацией**.

Монтаж из сейсмотрасс  $\Phi_{ок}(t)$  или  $F_{ок}(t)$ , подобный сейсмограмме  $t_0$ , называют **сейсмическим временным разрезом**. На таком разрезе видны основные отражающие границы, их конфигурация, степень контрастности упругих свойств контактирующих слоев. Однако сейсмический временной разрез не совпадает с **глубинным**, на котором расстояние до границ измеряют по вертикали между точкой наблюдения и границей. На сейсмическом разрезе отображаются только эхоглубины, а не глубины истинные. На последней стадии обработки временных сейсмических разрезов проводят операцию **миграции**— сложную и трудоемкую математическую обработку, в результате которой получают глубинный сейсмический разрез. На этом разрезе отраженные волны с индивидуальными динамическими характеристиками оказываются помещенными на истинных глубинах и в истинных точках отражающей границы.

В результате полной обработки данных метода ОГТ в распоряжении интерпретатора-сейсморазведчика и геолога оказываются следующие данные.

1. Система глубинных разрезов по всей изучаемой площади, на каждом из которых представлено несколько отражающих границ—горизонты 1, 2, 3, ...,  $M$ .
2. Определенные по результатам скоростного анализа значения эффективных скоростей в каждой точке наблюдения на профилях.
3. Вычисленные по формуле (1.51) значения интервальных скоростей для каждого интервала между отражающими границами.
4. Вычисленные для некоторых интервалов значения коэффициента поглощения.
5. Значения амплитуд отраженных волн (в усл. ед.) или условные коэффициенты отражения.

Используя эти данные, можно определить, как изменяются эффективные и интервальные скорости в зависимости от глубины до отражающей границы и планового положения точки наблюдения на изучаемой площади. Изучение распределения указанных сейсмических параметров по глубине и в плане и сопоставление их с данными скважинных исследований и геологическими представлениями и фактами составляет основу **прогнозирования геологического разреза** (ИГР). В процессе такого комплексного анализа материалов МОГТ и результатов других исследований сейсмические характеристики используют для определения состава, строения, условий осадконакопления, типа испытанных отложениями изменений, возраста и, в конечном счете, истории развития района. При поисках нефти и газа этот подход составляет основу метода прямых поисков, при котором непосредственно указывается, в каком интервале глубин и где на площади имеются скопления углеводородов, и оконтуриваются обнаруженные залежи.