



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

ЕРМАКОВ
АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

Содержание

Лекция 1. Сущность сейсморазведки и ее место среди геофизических методов	6
Назначение метода	6
Примеры применения сейсморазведки	7
Этапы сейсмических исследований	8
Принципиальная схема проведения сейсморазведочных работ	8
Модели сред сейсморазведки	9
Виды сейсморазведки	12
Лекция 2. Физические основы сейсморазведки	13
Основные положения теории упругости	13
Типы сейсмических волн	15
Амплитудный спектр периодических колебаний	17
Принципы (постулаты) и законы теории распространения сейсмических волн	18
Горизонтальная и вертикальная разрешающая способность сейсморазведки	18
Распространение сейсмических волн в неидеально упругих средах	19
Лекция 3. Скорости распространения сейсмических волн в горных породах.	
Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 1)	20
Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от литологии горных пород	20
Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от плотности горных пород	21
Влияние пористости и порового флюида на скорость распространения сейсмических волн	21
Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость распространения сейсмических волн	22
Способы определения скоростей сейсмических волн	23
Типы сейсмических скоростей, используемые в сейсморазведке	24
Сейсмические волны и их кинематические характеристики	24
Лекция 4. Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 2) ...	27
Прямая волна и ее годограф ОПВ	27
Поверхностные волны и их годограф ОПВ	27
Дифрагированная волна и ее годограф ОПВ	28
Закон отражения	30
Закон Снеллиуса	31

Лекция 5. Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 3)...	33
Отраженные волны и их годограф ОПВ	33
Кратные отраженные волны и их годографы ОВП.....	34
Головные волны и их годограф ОПВ	36
Лекция 6. Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 4)...	39
Головные волны при наклонной границе.....	39
Кратные головные волны.....	41
Отраженные волны в многослойных средах.....	41
Головные волны в многослойной среде	42
Рефрагированные волны и их годограф ОПВ.....	43
Лекция 7. Метод преломленных волн	45
Метод преломленных волн	45
Способ t_0	47
Лекция 8. Метод отраженных волн (часть 1)	51
Метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП).....	52
Метод георадиолокации.....	52
Эффективная, предельная эффективная и пластовые скорости в методе отраженных волн	53
Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн	53
Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн	55
Метод общей глубинной точки	56
Годограф ОГТ и его свойства.....	59
Лекция 9. Метод отраженных волн (часть 2). Методика сейсмических наблюдений (часть 1)	60
Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ	60
Подавление многократно отраженных волн.....	61
Методика сейсмических наблюдений	62
Системы наблюдений в сейсморазведке	63
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.....	65
Лекция 10. Методика сейсмических наблюдений (часть 2). Сейсмическая аппаратура (часть 1)	70
Тип сейсмических волн.....	70
Параметры регистрации.....	70

Сейсморазведочная аппаратура и техника.....	70
Источники сейсмических колебаний.....	71
Приемники сейсмических колебаний.....	75
Сейсмическые косы	77
Лекция 11. Сейсмическая аппаратура (часть 2)	78
Сейсмические станции	78
Оцифровка по времени	78
Оцифровка сигнала по уровню	79

Лекция 1

Сущность сейсморазведки и ее место среди геофизических методов

Назначение метода

Сейсморазведка – это один из геофизических методов, который преследует задачу получения изображения геологической среды с помощью дистанционных методов. Это могут быть задачи строительства для малоуглубинных исследований, задачи поиска полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа, а также задачи исследования глубинного строения Земли, вплоть до ядра. Основной способ получения изображения среды – это бурение скважин. Однако проблема состоит в том, что бурение скважин – это, во-первых, дискретный метод, а, во-вторых, очень дорогой способ исследования земных недр. Поэтому еще со времен братьев Шлюмберже (начало XX века) было предложено использование геофизики, в частности сейсморазведки, как более дешевого и детального метода для исследования недр Земли.

Изначально ставилась задача исследования межскважинного пространства с целью уточнения положения слоев. Легко провести аналогию с медициной: УЗИ и МРТ позволяют также получить изображение внутренних органов с помощью дистанционных методов, то есть без участия хирурга. Поскольку любой геофизический метод имеет свои преимущества и недостатки, то чаще всего применяется комплекс методов. Так, например, электроразведка специализируется на поиске рудных месторождений, тогда как сейсморазведка используется для поиска углеводородов в горизонтально слоистых средах.

Получение изображения геологической среды сейсмическими методами заключается в возбуждении сейсмических волн и их последующей регистрации с помощью специальных источников и приемников. Сейсмические волны распространяются в недрах Земли за счет того, что породы обладают свойствами упругости, которые проявляются при появлении возмущений. Эти возмущения и называются сейсмическими или упругими волнами. Например, звук голоса является упругой волной – его скорость в воздухе известна и составляет 330 м/с. В вакууме упругая среда не распространяется, поскольку частицы отсутствуют. Сейсмические волны, распространяясь в среде, достигают границ раздела слоев и на них претерпевают явления отражения, преломления, и в какой-то момент возвращаются на поверхность земли, где регистрируются с помощью *геофонов* (сейсмоприемников). Аналогом в электроразведке являют питающие и приемные электроды.

Заметим, что следует различать понятия сейсморазведки и сейсмологии. **Сейсмология** – это метод геофизики, изучающий землетрясения, то есть источник волн естественный, тогда как в сейсморазведке источник всегда искусственный (вибрационные источники, удар кувалдой).

Сейсморазведка происходит от греческого слова «сейсмо» – трести, сотрясать. Выделяется три основных вида использования сейсморазведки:

- поиск полезных ископаемых (в основном нефти и газа),
- определение прочностных свойств грунтов при строительстве,
- изучение геологического строения Земли в целом.

Принципиальная возможность применения сейсморазведки основывается на неоднородности Земли, которая состоит из слоев разной плотности, имеющих разные физические свойства. Неоднородность проявляется в виде штоков, даек, антиклиналей, синклиналей и др. Основным параметром неоднородности в сейсморазведке является плотность и, как следствие, скорость распространения сейсмических волн в горных породах. Так, определяя скорость распространения волн в том или ином слое, мы можем определить его свойства. А далее, зная время и скорость волны, мы можем определить мощность слоя, и глубину его залегания.

В зависимости от того отразилась или преломилась волна на границе, она называется соответственно *отраженной* или *преломленной*. Волны определяют названия методов, применяемых в сейсморазведке: **метод отраженных волн (МОВ)**, **метод преломленных волн (МПВ)** и **метод поверхностных волн**. Все эти волны регистрируются с помощью сейсмоприёмников на поверхности Земли и благодаря специфическим кинематическим и динамическим характеристикам определяются в дальнейшем.

Под **кинематическими характеристиками** подразумеваются траектория, скорость и время волны, под **динамическими** – форма и амплитуда сигнала. Во время измерений регистрируется время пробега волны от источника до приемника. Далее при помощи специальных математических измерений мы переходим к скорости распространения волны. То есть, время есть измеряемый параметр, а скорость – вычисляемый. Таким образом, мы получаем определенную скорость сейсмической волны на определенной глубине. Однако мы не можем уверенно сказать, какие породы слагают данный слой, поскольку на это влияет множество параметров: пористость, трещиноватость, литология, температура, плотность, давление и тип флюида. Все эти параметры приводят к тому, что одна и та же порода может обладать разной скоростью.

Примеры применения сейсморазведки

Первое достижение сейсморазведки произошло примерно в 1950-ых годах, когда известный ученый Капица проводил исследования в Антарктиде и обнаружил подводное озеро Восток. Кроме того, сейсморазведка используется для определения и изучения зон субдукции, которые создают аномальные поля скоростей и хорошо отражаются на картах. Помимо этого, гипотеза о том, что внешнее ядро Земли состоит из жидкого материала также подтверждается сейсморазведкой, поскольку скорость поперечных

волн в жидкой среде равна нулю. Граница Мохоровичича также является сейсмической границей и была обнаружена геофизиком Мохоровичичем и названа его именем.

Малоглубинная сейсморазведка кроме инженерных работ проводит изучение строения оползней, что было особенно актуально во время проведения Олимпийских игр в Сочи. Еще одна задача сейсморазведки – это картирование дна и получение информации о нижележащих слоях для определения местонахождения полезных ископаемых. При использовании сейсморазведки были открыты такие месторождения как Ромашкинское, Самотлорское, Уренгойское и многие другие. Нужно отметить, что сейсморазведка используется в комплексе методов и является косвенным методом при открытии месторождений, поскольку решение обратной задачи любого геофизического метода неоднозначно.

Этапы сейсмических исследований

Как и любой другой геофизический метод сейсморазведка состоит из *полевых работ*, в ходе которых получают первичные сейсмические данные. Они передаются *обработчикам* (чаще всего это мощные вычислительные центры), где происходит более глубокая обработка материалов, с целью получения сейсмического разреза или куба (в случае трехмерного исследования). На этом этапе главная задача – увеличение отношения амплитуды полезного сигнала к помехе, улучшение разрешенности записи и детальности разреза.

После обработки материал передается *интерпретаторам*, которые выделяют сейсмические слои, наполняют разрез литологическими и возрастными данными. В итоге получается готовый продукт в виде *сейсмо-геологического разреза*, который в дальнейшем попадает на стол к геологам. Любая интерпретация сейсмических материалов предполагает подключение априорной информации – данных геологического картирования, бурения, данных ГИС и других геофизических методов.

Принципиальная схема проведения сейсморазведочных работ

При проведении полевых работ всегда присутствует источник. Источники могут быть как взрывными, так и вибрационными, хотя взрывные источники уже уходят в прошлое вследствие их неэкологичности. Пункт возбуждения постоянно перемещается по профилю в случае проведения 2D работ, пункты приема же всегда фиксированы. Распространяясь от источника колебаний, сейсмические волны претерпевают отражение и преломление на границах слоев и возвращаются на земную поверхность, где регистрируются сейсмоприемниками (геофонами). Далее информация в виде сейсмограмм поступает на сейсмические станции, где она визуализируется, подвергается первичной обработке и оценке качества полевого материала. После этого следует интерпретация данных и готовый продукт в виде сейсмогеологического разреза передается заказчику.

Границы, на которых происходит отражение и преломление волн, называются *сейсмическими*. Не всегда сейсмическая граница является геологической и наоборот. В данном случае сейсмической границей называется некая граница раздела между двумя средами, отличающихся по физическим свойствам (плотность и скорость продольных и поперечных волн).

Условием образования преломленных волн является разность скоростей сверху и снизу. Условие образования отраженной волны более жесткое - разность не только скоростей, но и плотностей. Произведение скорости на плотность в сейсморазведке называют *акустической жесткостью*. Таким образом, условием образования отраженной волны является разность акустических жесткостей сверху и снизу от границы раздела: $V_1 \cdot \rho_1 \neq V_2 \cdot \rho_2$. В англоязычной литературе вместо акустической жесткости чаще встречается термин *акустический импеданс*.

Так, например, два слоя глин, различающихся по возрасту и фаунистическим остаткам будут иметь геологическую границу, но не будут разделяться по сейсмическим данным (то есть граница будет акустически прозрачной), поскольку нет контраста по физическим свойствам. Также увлажненная сверху вниз толща песка не будет разделяться геологически, но будет иметь сейсмическую границу. Однако чаще всего геологическая и сейсмическая границы совпадают.

Существует два типа сейсмических границ: *первого и второго рода*. Границей первого рода называется граница, где изменение свойств происходит скачком (например, граница между суглинками и известняками). Граница второго рода – это граница, где происходит резкое изменение градиента.

Модели сред сейсморазведки

Получение изображения среды в сейсморазведке всегда осуществляется в рамках некоторой модели среды. Начальная модель среды многократно уточняется в процессе решения прямой и обратной задачи. Пользуясь методами МОВ и МПВ, мы сознательно упрощаем модель среды для того, чтобы применить к ней уже существующие математические уравнения и алгоритмы. Для реальных сред мы этого практически никогда сделать не можем. Любой метод и алгоритм решения обратной задачи работает в рамках своей модели. Чем лучше нужно решить прямую и обратную задачу, тем сложнее должна быть модель, математический аппарат и вычислительные ресурсы.

Основные физические параметры при моделировании – скорость распространения сейсмических волн, плотность горных пород и акустическая жесткость (акустический импеданс).

Прямая задача сейсморазведки – это поиск того, как будет выглядеть наше физическое поле при заданных параметрах среды. При решении прямой задачи мы задаем известную модель среды с определенными параметрами и запускаем моделирование – на выходе получаем сейсмограмму.

Обратная задача сейсморазведки заключается в определении вида среды по наблюдаемому волновому полю (сейсмограммам). Эта задача решается неоднозначно, поскольку для одного и того же поля можно получить сразу несколько моделей среды.

Основные понятия определения сложности среды – ее **однородность и неоднородность**. Если две точки в среде не различаются по физическим свойствам, то среда называется однородной, иначе среда называется неоднородной. В сейсморазведке однородность или неоднородность среды определяется длиной волны. Считается, что если размер неоднородности меньше либо равен десятой части длины волны, то можно считать, что среда однородная. Очевидно, что если мы будем бесконечно уменьшать объем среды, то среда станет однородной. В реальности же все среды являются неоднородными. Теперь определим понятие градиентной среды. Если в неоднородной среде свойства уменьшаются или увеличиваются в каком-либо направлении, то такая среда называется градиентной.

Существует также понятия **изотропности и анизотропности** среды. Анизотропность определяется изменением скорости или какого-либо другого физического параметра среды в том или ином направлении. Анизотропная среда характеризуется *коэффициентом анизотропии*, который равен отношению скорости вдоль положения зерен к скорости вкrest их положения: $K_a = \frac{V_l}{V_t}$. Очевидно, что все слоистые среды являются анизотропными, поскольку скорость распространения волн вдоль напластования будет больше, чем скорость вкrest напластования пород. Различают три причины анизотропии среды: слоистость, ориентация зерен и система трещин или разломов в среде. Примером анизотропной среды является таврическая серия, хорошо представленная в Крыму.

Основные простейшие модели сред показаны на рис.1.1. Для этих моделей существуют математические уравнения, позволяющие решать те или иные задачи. Модель б) часто используется сейсморазведчиками при исследовании месторождений в Западной Сибири. Модель в) характерна для Земли в целом, если не брать ее верхнюю часть, то есть осадочный чехол. Другие модели также часто используются для описания геологической среды. Этими моделями мы будем пользоваться в рамках этого курса.

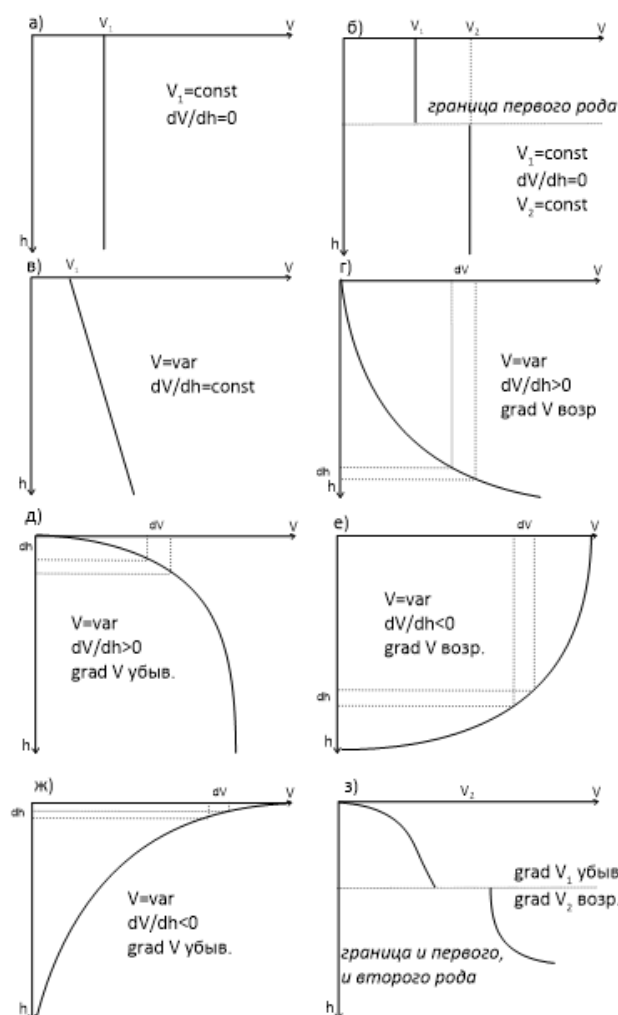


Рис. 1.1. Простейшие модели сред, применяемые в сейсморазведке для зависимости скорости и глубины $V(h)$:

- а) – однородное полупространство с постоянной скоростью;
- б) – горизонтально-слоистая среда (ГСС);
- в) – вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и постоянным градиентом скорости;
- г) – вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и положительным возрастающим градиентом скорости;
- д) – вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и положительным убывающим градиентом скорости.
- е) – вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и отрицательным возрастающим градиентом;

ж) – вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и отрицательным убывающим градиентом скорости;

з) – горизонтально-слоистая градиентная среда.

Виды сейсморазведки

По месту проведения выделяют: наземную, морскую, подземную и скважинную сейсморазведку (ВСП). По назначению и решаемым задачам выделяют:

- **малоглубинную сейсморазведку:**
 - ✓ при изучении геологического строения верхней части разреза (ВЧР);
 - ✓ в строительстве для определения упругих модулей пород;
 - ✓ при обнаружении карстов и суффозионных опасностей;
 - ✓ при определении уровня грунтовых вод;
 - ✓ при исследовании свойств рыхлых осадков на шельфе;
 - ✓ при поиске газогидратов.
- **Нефтегазовую сейсморазведку:**
 - ✓ при поиске и разведке углеводородов;
 - ✓ при определении и корректировке мест заложения эксплуатационных скважин;
 - ✓ при определении параметров пористости и нефтенасыщения;
 - ✓ при мониторинге разрабатываемых месторождений.
- **Структурную сейсморазведку:**
 - ✓ при изучении глубинного строения Земли;
 - ✓ при картировании фундамента;
 - ✓ при картировании региональных разломов.

В малоглубинной сейсморазведке в основном применяется метод МПВ, в нефтегазовой – МОВ, в структурной сейсморазведке применяется сейсмотомография и метод глубинного зондирования.

Лекция 2

Физические основы сейсморазведки

Основные положения теории упругости

Распространение сейсмических волн в геологической среде есть следствие механических свойств твердых тел. При увеличении расстояния между частицами среды возникают силы притяжения, а при уменьшении – силы отталкивания. Само свойство среды сопротивляться внешним воздействиям называется **упругостью**. В основе сейсморазведки лежит теория упругости, поскольку все породы обладают упругими свойствами. Все тела в сейсморазведке можно считать абсолютно упругими, поскольку воздействия сейсмических волн на породы мало. Исключение составляет небольшая часть пород, находящихся в непосредственной близости от источника, где они могут быть существенно изменены.

Напряжение, которое мы создаем с помощью искусственных источников – это сила, действующая на единицу площади деформируемого тела: $\sigma = \frac{F}{S}$.

Измеряется напряжение в Н/м². Напряжение вызывает в горной породе **деформацию** – изменение взаимного положения частиц тела. Деформация определяется формулой:

$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$, где Δl – абсолютное удлинение, а l – длина деформируемого тела. Эта величина безразмерная.

Все деформации делятся на два типа: **упругие (обратимые)** и **пластичные (необратимые)**. В случае упругих деформаций тело после снятия напряжения восстанавливает полностью свой объем и форму. В случае пластичных деформаций тело после снятия напряжения полностью или частично деформируется, то есть изменяется и форма, и объем или изменяется только форма с сохранением объема. Есть более сложные деформации, такие как: кручение, срез, изгиб. Они используются в физике твердого тела, но нас в дальнейшем касаться не будут.

В сейсморазведке мы имеем дело с деформациями растяжения, сдвига и всестороннего сжатия. Связь между напряжением и деформацией обеспечивается с помощью **закона Гука** через коэффициент пропорциональности (E): $\sigma = \varepsilon E$. Коэффициент пропорциональности E называется **модулем Юнга**.

Также можно записать закон Гука для деформации сдвига: $\frac{\Delta x}{l} = \frac{1}{G} \frac{F}{S}$; и деформации всестороннего сжатия: $\frac{\Delta V}{V} = \frac{1}{K} p$. Здесь G – **модуль сдвига** (Н/м²), K – **модуль всестороннего сжатия** (Н/м²), p – давление (Па).

Зависимость деформаций материала от приложенного напряжения показана на рис. 2.1. Голубая область соответствует упругим деформациям – здесь выполняется закон Гука. Желтая область соответствует пластичным деформациям. Причем есть область, где изменяется только форма, и есть промежуток, где изменяется и форма, и объем. При достижении некоторого ϵ_{\max} тело разрушается. Сейсморазведчики имеют дело только с зоной упругих деформаций (голубая область).

В сейсморазведке, измеряя скорости продольных и поперечных волн, можно вычислять упругие модули: модуль Юнга, модуль сдвига, модуль всестороннего сжатия, коэффициент Пуассона и др. Модуль Юнга (E), сдвига (G), всестороннего сжатия (K), которые характеризуют способность вещества сопротивляться соответственно растяжению/сжатию, сдвигу при упругой деформации и всестороннему сжатию. Коэффициент Пуассона (σ) характеризует упругие свойства материала: показывает, во сколько раз изменяется поперечное сечение деформируемого тела при его растяжении или сжатии. Значения коэффициентов для воздуха, воды и стали приведены в табл. 1.

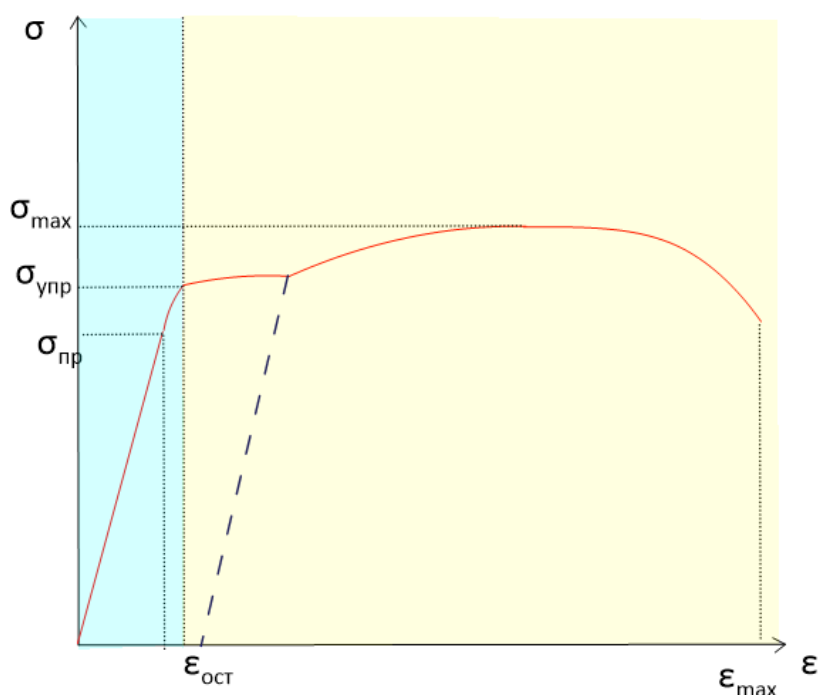


Рис.2.1. Зависимость деформаций материала от приложенного напряжения

Таблица 1. Значения модулей упругости для воздуха, воды и стали

Материал	K (Н/м ²)	E(Н/м ²)	G (Н/м ²)	σ
Воздух	$1.42 \cdot 10^5$	$1.43 \cdot 10^5$	0	0.5
Вода	$2.2 \cdot 10^9$	$1.03 \cdot 10^9$	0	0.5
Сталь	$1.6 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{11}$	$7.9 \cdot 10^{10}$	0.25

Типы сейсмических волн

Для того, чтобы описать свойства изотропной среды достаточно знать два упругих параметра λ и μ – *коэффициенты Ламе*, отвечающие за деформации сжатия/растяжения и сдвига соответственно. Все упругие модули, рассмотренные ранее, вычисляются при помощи этих коэффициентов. Распространение сейсмической волны в однородной изотропной среде представляет собой поле смещений частиц среды. Такой процесс распространения сейсмической волны в идеально упругой среде описывается *уравнением динамического равновесия Ламе*:

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

где $\vec{u}(x,y,z,t)$ – вектор смещения частиц под действием проходящей волны во времени t и в пространстве, ρ – плотность среды.

Из этого уравнения следует, что при распространении сейсмической волны в упругом теле выделяют деформации, при которых меняется объем тела – потенциальная составляющая поля смещений \vec{u}_p , или меняется его форма – вихревая составляющая поля смещений \vec{u}_s .

Учитывая существование двух типов деформаций – полей смещений, можно говорить, что в твердой однородной изотропной среде могут независимо друг от друга распространяться два вида упругих волн – *продольная волна*, вызывающая деформации объема (объемная или Р-волна) и *поперечная волна*, вызывающая изменения формы тела (сдвиговая или S-волна). На самом деле при распространении поля смещений мы имеем некоторую суперпозицию продольных и поперечных волн. Скорости продольных и поперечных волн выражаются через плотность среды и коэффициенты Ламе по

формулам: $V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$, $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

Скорость продольной волны всегда больше скорости поперечной волны. Это свойство легко проверяется делением одной скорости на другую. Скорости сейсмических волн возрастают с увеличением плотности, несмотря на то, что последняя стоит в знаменателе. Это происходит вследствие увеличения коэффициентов Ламе. Другим следствием из уравнения динамического равновесия Ламе является то, что в жидких и газообразных средах поперечные волны существовать не могут.

Итак, все волны делятся на три типа:

- продольные,
- поперечные;
- поверхностные.

При распространении продольной волны мы будем наблюдать поочередные участки сжатия и растяжения: частицы колеблются в направлении распространения волны. Для случая поперечной волны – частицы колеблются перпендикулярно направлению распространения волны. Поверхностные волны также имеют аналоги продольных и поперечных волн – это **волны Релея и Лява**. В случае поверхностной волны Релея частицы колеблются по эллиптическим орбитам. В случае волны Лява частицы смещаются перпендикулярно распространению волны. Главное отличие волн Лява Релея от поперечной и продольной волны в том, что поверхностные волны образуются на границе свободной поверхности (воздух и грунт, т.е. когда плотность одной среды много меньше плотности другой). Поверхностные волны быстро затухают с глубиной.

Сферические волны. Поместим источник волн в землю (например, в скважину) и осуществим механическое воздействие. На достаточно большом удалении от источника мы получим распространение напряжений равномерно во все стороны, что будет образовывать сферу, в каждой точке которой наблюдаются возмущения. В идеальном случае выделяются следующие области: область, где колебания прекратились, область, в которой колебания существуют в данный момент и область, куда волна еще не дошла. Это и есть **сферическая волна**. Область, где колебания уже прекратились, называется **тылом волны**. А область, куда колебания дошли, называются **фронтом волны**.

Возьмем некоторое расстояние от источника и посмотрим, как будет выглядеть график колебания частиц в области, где распространяются колебания (рис.2.2а)). Амплитуда частиц на профиле волны называется **видимой амплитудой волны**. Расстояние между соседними экстремумами называется **видимой длиной волны (λ_v)**. Перейдя в масштаб времен (рис.2.2б), получим аналог видимой длины волны – **видимый период волны (t_v)**. Зная период волны, можно узнать ее частоту: $f = \frac{1}{T}$. Первое отклонение частиц среды от нулевого значения называется **временем первого вступления волны**.

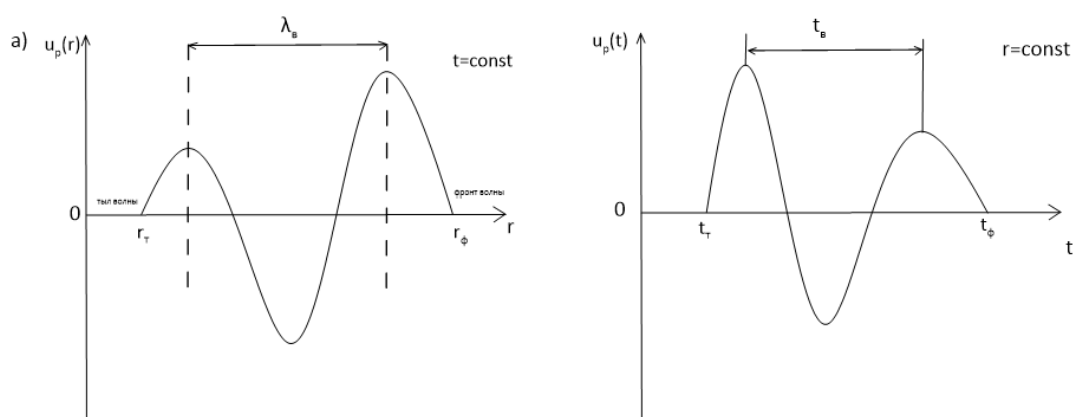


Рис. 2.2. Профиль (а) и график (б) продольной волны

По мере распространения сферической волны плотность энергии постепенно уменьшается с увеличением расстояния от источника, что приводит к уменьшению амплитуды. Плотность энергии обратно пропорциональна квадрату расстояния от источника, а амплитуда волны обратно пропорциональна расстоянию от источника. Процесс уменьшения амплитуды с расстоянием в сейсморазведке получил название **сферического расхождения волны**.

Амплитудный спектр периодических колебаний

Периодическим называется сигнал $x(t)$, для которого выполняется соотношение: $x(t) = x(t + nT)$, где t – длительность сигнала, n – любое целое число, T – период функции, описывающей заданный периодический сигнал.

Периодическими являются все гармонические сигналы. Любой периодический сигнал можно разложить в ряд Фурье: $x(t) = A_0 + \sum_{k=1}^n A_k \sin(k\omega_k t - \varphi)$. В данном случае A_0 – постоянная составляющая функции, $A_k \sin(k\omega_k t - \varphi)$ – k -я гармоника A_k , $k\omega_k$, φ – амплитуда, частота и начальная фаза соответствующей гармоники.

Амплитудным спектром называется зависимость амплитуды гармоники от их частоты. Амплитудный спектр периодического сигнала является дискретным. Поскольку сейсмический сигнал вообще говоря не является периодическим, то его амплитудный спектр не может быть дискретным. В сейсморазведке считается, что сигнал обладает бесконечным периодом и в этом случае можно подобрать бесконечное число синусов. Очевидно, это означает то, что спектр перестанет быть дискретным и станет непрерывным. В этом случае ряд Фурье заменяется на интеграл Фурье. То есть для реальных сигналов применяется прямое преобразование Фурье, позволяющее перейти из временной области в частотную: $x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega$, где $S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt$ – обратное преобразование Фурье.

Частотный анализ сигнала всегда используется при обработке данных, поскольку всегда есть полезные волны, и есть помехи. Использование амплитудного спектра широко применяется в частотной фильтрации, которая позволяет оставить сигналы определенной частоты. Таким образом, применение фильтров позволяет бороться с помехами в случае, если частота помехи отличается от частоты полезного сигнала, то есть, если они разделены в спектре.

Если мы отдалимся на большое (бесконечность) расстояние от источника, то фронт сферической волны станет практически плоским. В этом случае сейсмическая волна будет иметь название **плоской**. В какой-то момент все сферические волны становятся плоскими. Если провести линию ортогональную фронту волны, то мы получим *луч* волны. В аналогии с геометрической оптикой в сейсморазведке очень часто применяют лучевое моделирование, то есть считаем, что волны распространяются вдоль некоторых лучей. Это лишь приближение, поскольку в этом случае мы считаем длину волны бесконечно малой, а частоту – бесконечно большой. Однако на большом

расстоянии от источника мы можем пользоваться этой моделью, изображая волны в виде лучей.

Принципы (постулаты) и законы теории распространения сейсмических волн

При распространении сейсмических волн в среде мы руководствуемся тремя основными принципами сейсморазведки.

Первый из них это **принцип Ферма**, который определяет форму лучей. Он утверждает, что время распространения от источника до любой точки среды происходит по экстремальному (в нашем случае по минимальному) времени. Как следствие лучевые траектории сейсмической волны в однородном изотропном пространстве представляют собой прямые линии. Если же среда неоднородная, то форма лучей – кривые линии (это называется рефракцией – искривлением луча).

Принцип Гюйгенса определяет положение фронтов. Этот принцип утверждает, что каждая точка фронта волны является источником вторичных колебаний, а положение фронта в следующий момент времени является огибающей всех этих фронтов. В случае однородной среды будем иметь положение фронта в виде сферы в любой момент времени. Если же среда неоднородная и лучи криволинейные, то это будет приводить к искажению фронта волны, и вообще говоря фронт будет произвольной формы.

Третий принцип – **кинематический принцип взаимности**. Он утверждает, что время пробега сейсмической волны от источника возмущения до пункта приема, где регистрируется сейсмический сигнал, будет тем же самым, если источник и приемник поменять местами. Такой же принцип есть и в электроразведке, только он касается уже токовых линий.

Горизонтальная и вертикальная разрешающая способность сейсморазведки

Эти понятия используются в методе отраженных волн. Вопрос сводится к тому, какого размера объекта мы можем обнаружить по латерали и по вертикали. Очевидно, что эти размеры должны быть как-то и чем-то ограничены.

Горизонтальной разрешающей способностью называется минимальное расстояние по латерали для заданной глубины, на котором могут быть различимы два отражающих объекта или их детали. Горизонтальная (пространственная) разрешающая способность определяется диаметром первой зоны Френеля, то есть диаметром площадки, в основном участвующей в формировании отраженного сигнала. Два или более отражающих объекта в пределах этой площадки будут неразличимы. Горизонтальная разрешающая способность в сейсморазведке приближенно оценивается по формуле: $L \geq \sqrt{2h\lambda}$, где h – глубина до границы, λ – длина волны. Из формулы следует, что чем больше глубина, тем меньше разрешающая способность. Длину волны мы можем изменять и соответственно изменять разрешающую способность.

Вертикальной разрешающей способностью называют минимальное расстояние по глубине, на котором могут быть различимы две отражающие границы. Вертикальная разрешающая способность сейсморазведки оценивается по формуле: $L \geq \frac{\lambda}{4}$. Очевидно, что чем меньше длина волны – тем лучше вертикальная разрешающая способность. Возникает вопрос – зависит ли вертикальная разрешающая способность от глубины залегания границы? Для рассмотрения этого вопроса перейдем к следующему разделу.

Распространение сейсмических волн в неидеально упругих средах

Свойством неидеально упругих сред является *поглощение* энергии сейсмической волны. **Поглощением** называется уменьшение энергии (амплитуды) сейсмической волны за счет перехода ее в другой вид, в первую очередь в тепло. Следствием поглощения является затухание сейсмической волны (уменьшение амплитуды сигнала). Чем более рыхлая порода, тем сильнее поглощение.

Уменьшение амплитуды сейсмической волны при прохождении через поглощающую среду подчиняется следующей зависимости: $A(r) = A(r_0)e^{-\alpha(w)(r-r_0)}$, где $A(r)$ – амплитуда волны в искомой точке на расстоянии r от источника возмущения; $A(r_0)$ – амплитуда волны в опорной точке на расстоянии r_0 от источника возмущения ($r > r_0$); w – круговая частота колебаний, $\alpha(w)$ – амплитудный коэффициент поглощения. Многочисленные эксперименты показывают, что с увеличением частоты коэффициент поглощения возрастает.

Таким образом, мы пришли к выводу, что не можем получить одну и ту же разрешающую способность при одной длине волны на разных глубинах, потому что чем больше глубина, тем больше «давятся» высокие частоты из-за увеличения коэффициента поглощения. Поглощение сейсмических волн вызывает изменение амплитудного спектра и изменение формы сигнала.

Таким образом, мы выделили две причины уменьшения амплитуды сигнала: сферическое расхождение и поглощение. Существуют и другие причины этого явления: при падении волны на сейсмическую границу одна часть энергии расходуется на образование отраженной волны, другая – на образование преломленной волны; еще существует рассеяние сигнала на неровностях границы и локальных неоднородностях среды. Поэтому доля энергии, фиксируемой на поверхности составляет первые проценты от ее начального количества.

Коэффициенты отражения (нормальное падение). Понятие *коэффициентов отражения* широко применяется при интерпретации данных. Коэффициентов отражение называется отношение: $k = \frac{V_2\rho_2 - V_1\rho_1}{V_1\rho_1 + V_2\rho_2}$, где в числителе стоит разность акустических импедансов, а в знаменателе – их сумма. Очевидно, что коэффициент отражения может меняться от -1 до 1. То есть, если акустические жесткости равны, то и коэффициент отражения равен нулю, и мы не можем разделить эти две границы. Другой

вариант – если одна среда является очень неплотной, а другая очень плотной. Тогда одна из акустических жесткостей равна нулю по сравнению с другой, и коэффициент отражения равен 1 или -1. Отрицательный коэффициент отражения означает изменение фазы сигнала. Все границы в зависимости от коэффициента отражения могут быть: *слабоконтрастными* ($k < 0.05$), *среднеконтрастными* ($0.05 < k < 0.3$), *сильноконтрастными* ($k > 0.3$). Яркий пример сильноконтрастных границ – граница воздух/вода или вода/грунт. Коэффициент отражения влияет на амплитуду и фазу импульса.

Лекция 3

Скорости распространения сейсмических волн в горных породах.

Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 1)

Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от литологии горных пород

Скорость продольных и поперечных сейсмических волн может меняться в достаточно обширных пределах. Даже если мы возьмем одну и ту же породу, например, песчаник из разных областей мира и измерим каким-либо способом скорость распространения волн в нем, то получим разные значения как продольных, так и поперечных волн. Это связано с тем, что горная порода будет иметь различную пористость, влажность, тип флюидов, которые насыщают поры, и т.д.

Скорость продольных волн, например, может меняться от первых десятков, сотен м/с для самых неконсолидированных пород (илы на дне океана) до тысяч м/с для кристаллических пород. Так, в кристаллах алмаза скорость продольных волн может достигать 18000 м/с. Есть среды, в которых скорости не изменяются. Например, скорость звука в воздухе составляет 330 м/с, а в воде примерно 1500 м/с в зависимости от минерализации.

Рассмотрим, какие бывают скорости в зависимости от литологических разностей. Все горные породы имеют свой диапазон изменения скоростей продольных и поперечных волн в них. Так, для магматических пород диапазон узкий, а для терригенных осадочных пород – широкий. Это как раз связано с тем, что терригенные породы обладают разной пористостью, и именно она влияет на степень изменения скорости в разных условиях. Скорость продольных волн для терригенных пород меняется от первых сотен до 4500-5000 м/с. Если брать карбонатные породы, то пределы изменения скорости продольных волн: от 2000 до 6000 м/с; у магматических: от 5000 до 7000 м/с.

Важным выводом является то, что диапазоны скоростей могут пересекаться, особенно это характерно для терригенных и карбонатных горных пород. Это означает, что по значению одной скорости мы даже не можем точно определить тип горной породы. Поэтому для того, чтобы сузить скоростной диапазон, берут отношение

поперечных и продольных волн. Для терригенных пород: $0.2 < V_s/V_p < 0.4$, для карбонатных $0.4 < V_s/V_p < 0.5$, для магматических $0.5 < V_s/V_p < 0.6$.

Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от плотности горных пород

Плотность горной породы определяется как отношение ее массы к объему. На основе многочисленных экспериментов установлено, что скорость как продольных, так и поперечных волн возрастает с увеличением плотности породы. Плотность осадочных пород составляет $1.4 - 2.5 \text{ г/см}^3$, плотность магматических пород: $2.4 - 3.3 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность осадочного чехла составляет 2.67 г/см^3 , средняя плотность Земли – 5.52 г/см^3 , а плотность ядра Земли 12 г/см^3 .

Влияние пористости и порового флюида на скорость распространения сейсмических волн

Пористость – это второй фактор, который оказывает существенное влияние на распространение как продольных, так и поперечных волн. Пористость горной породы выражается отношением объема всех пор к общему объему породы (в долях единицы или процентах). Поры могут быть субкапиллярными ($d < 0.2 \text{ мк}$), капиллярными ($0.2 < d < 100 \text{ мк}$) и сверхкапиллярными ($d > 100 \text{ мк}$). В каких пределах может меняться пористость в горной породе? Если взять обычный песок, то его пористость составляет примерно 80%. Песчаник может иметь пористость от 10 до 50% в зависимости от его плотности. Пористость кирпича – около 20%.

Если рассматривать горную породу как двухфазную систему, которая состоит из минерального скелета и пор, которые могут содержать в себе воздух, воду или нефть, то весь объем среды можно разделить на две области: область, где находится флюид, и область, где находится минеральный скелет. Тогда общая плотность горной породы будет выражаться по формуле: $\rho = n\rho_f + (1-n)\rho_m$, где ρ_f – плотность флюида, ρ_m – плотность минерального скелета, n – пористость горной породы. Чем больше пор, тем меньше плотность горной породы. От этой формулы можно перейти к *уравнению среднего времени* для продольной волны: $\frac{1}{V_p} = \frac{n}{V_f} + \frac{1-n}{V_m}$, где V_f – скорость распространения продольной волны для флюида, V_m – скорость распространения продольной волны в минеральном скелете.

Чем выше пористость горной породы, тем меньше скорость распространения волны в ней, поскольку уменьшается общая плотность горной породы. Нужно понимать, что это в первую очередь сказывается на продольных волнах, поскольку поперечные волны распространяются только по скелету. Существенное влияние флюида на скорость продольной волны лежит в основе поиска уровня грунтовых вод и вообще границы сухой/влажный. Если рассматривать влияние типа флюида на распространение сейсмических волн, то $V_{\text{газа}} < V_{\text{нефти}} < V_{\text{воды}}$.

То есть, если поры одной и той же горной породы заполнить газом, нефтью и водой, то наибольшая скорость продольных волн будет характерна для породы с водой в порах.

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

Очевидно, что все эти параметры взаимосвязаны. С увеличением глубины возрастает и давление, и температура, и, скорее всего, возраст горной породы. Для начала рассмотрим давление.

Увеличение давления приводит к уменьшению пористости горной породы и увеличению ее общей плотности, что, в свою очередь, приводит к увеличению скорости распространения сейсмических волн. Нормальная ситуация – это увеличение давления с глубиной, что связано с горным давлением. Однако существуют слои или области с так называемым **аномально высоким пластовым давлением (АВПД)**, где наблюдается уменьшение скорости волн. Для таких зон характерно «распирающее» давление внутри пласта, которое приводит к уменьшению плотности горной породы. Такие аномалии важны для сейсморазведки, поскольку во время разработки месторождения часто могут образовываться зоны АВПД, что приводит к авариям. Слои, где происходит уменьшение скорости по мере увеличения глубины, называются **волноводами**.

С увеличением глубины возрастает давление и, как следствие, скорость распространения сейсмических волн. Хотя на некоторые геологические разности глубина может не оказывать существенного влияния. Увеличение скорости с глубиной называется **нормальным скоростным законом**.

Если рассмотреть, как меняется скорость волн в зависимости от возраста горных пород, то можно сделать вывод, что чем древнее порода, тем больше скорость сейсмических волн в ней. Это связано с тем, что древние породы больше подвергались диагенезу, метаморфизму, становились плотнее.

С увеличением глубины температура возрастает. Градиент температуры в разных точках Земли совершенно разный. В среднем увеличение температуры на 100 градусов Цельсия уменьшает скорость на 1-2%. Уменьшение температуры – замораживание породы приводит к заметному увеличению скорости сейсмических волн за счет перехода жидкой воды, содержащейся в порах в лед. Скорость продольных волн может увеличиваться в 2 раза, также возникают поперечные волны (табл.2).

Такой скачок скоростей позволяет картировать зоны многолетнемерзлых пород с помощью сейсморазведки.

Таблица 2. Экспериментальные значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в сухом, водонасыщенном и мерзлом состоянии

Порода	V_p км/с	V_s км/с
Сухие пески, суглинки, галька, гравий, щебень.	0.2-0.8	0.1-0.5
Те же породы, насыщенные водой	1.3-1.8	0.1-0.5
Те же породы в мерзлом состоянии	3.2-4.0	1.6-2.1

Скорости сейсмических волн внутри Земли. Факт отсутствия поперечных волн после перехода границы мантия – внешнее ядро приводит к гипотезе о том, что внешнее ядро имеет свойства жидкости. По сейсмологическим данным выделяют две границы: **границу Мохоровичича и границу Гуттенберга**. Граница Мохоровичича (Мохо) разделяет земную кору и верхнюю мантию: V_p – от 6.7-7.6 до 7.9-8.2 км/с, V_s – от 3.6-4.2 до 4.4-4.7 км/с, глубина от 5 км под океанами до 70 км под континентами. Граница Гуттенберга разделяет мантию и ядро: V_p – от 13.6 до 8.1 км/с, V_s – от 7 до 0 км/с, глубина 2900 км.

Способы определения скоростей сейсмических волн

Первый способ – **стохастические методы** определения скорости. Эти методы не требуют каких-либо специальных измерений скорости в полевых условиях. Скорость определяется на основе неких корреляционных связей между скоростью и другим физическим параметром (плотностью). Скорость вычисляется неточно и может иметь лишь оценочную характеристику.

Более практичным является способ **определения скорости по образцам**. То есть измерения проводятся в лаборатории путем анализа керна из скважины: к породе прикладывается источник, приемник, и определяется сигнал. Измеряя скорости в различных направлениях, мы можем определить скорость как поперечных, так и продольных волн. Точность определения скоростей этим способом очень низкая. Это связано с тем, что порода, извлеченная из своего естественного залегания, сильно изменяется.

Другой, наиболее широко применяющийся способ измерения скоростей сейсмических волн, - это **наземные и морские измерения**. Скорости вычисляются из известных математических выражений. Точность этого метода очень хорошая, погрешность достигает 10-15%.

И, наконец, самый точный способ измерения сейсмических волн – **измерения в скважинах и горных выработках**. Точность данного метода достигается за счет известных границ слоев. Пропустив сигнал через устье скважины, предварительно

расставив геофоны, мы точно получим время пробега волны. Таким образом, точность и стоимость методов возрастает от стохастических методов к скважинным.

Типы сейсмических скоростей, используемые в сейсморазведке

Истинной скоростью сейсмической волны называется скорость в бесконечно малом объеме среды, т.е. где меньше всего сказывается ее неоднородность. **Средняя скорость** сейсмической определяется как отношение суммы мощностей слоев к сумме времен пробега волны в каждом слое: $V_{\text{ср}} = \frac{\sum_{k=1}^N V_k t_k}{\sum_{k=1}^N t_k}$. **Интервальной скоростью** называется скорость на некотором интервале глубин: $V_{\text{инт}} = \frac{\Delta h}{\Delta t}$. **Пластовая скорость** жестко привязана к некоторому слою: $V_{\text{пл}} = \frac{h}{\Delta t}$. Еще один тип скоростей – **кажущаяся скорость**. Именно ее мы определяем при наземных или морских работах на линии наблюдения. Кажущаяся скорость может быть вычислена по формуле: $V_{\text{каж}} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$, где Δx – расстояние между приемниками. Кажущаяся скорость в зависимости от угла подхода луча к поверхности подчиняется **закону Бендорфа**: $V_{\text{каж}} = \frac{V_{\text{ист}}}{\sin a}$, где a – угол между лучом и нормалью к поверхности. Из этого отношения следует, что кажущаяся скорость меняется от значения истинной скорости до бесконечности.

В сейсморазведке мы можем построить график зависимости времени прихода волны от координаты геофона, регистрирующего эту волну. Такой график будет называться **годографом** той или иной волны. Кажущуюся скорость легко определить по ее годографу по первой формуле.

Сейсмические волны и их кинематические характеристики

Сейсмограмма и ее элементы. Путем размещения пунктов приема на профиле мы можем регистрировать время прихода сейсмической волны.

Годограф – зависимость времени прихода сейсмической волны от координат пунктов приема (удаления). Построив годограф, мы можем переходить к вычислению скоростей при помощи математических уравнений, о чем мы будем говорить позже. Если в какой-то точке разместить геофон, который будет регистрировать колебания грунта, то на выходе мы получим полевую запись – сейсмическую трассу.

Сейсмотрасса – это зависимость амплитуды (В или мВ) сейсмических событий от времени их регистрации (с или мс). Схематически сейсмотрасса показана на рис.3.1. Быстрее всего до сейсмоприемника доходит продольная волна, первое вступление которой отчетливо видно на сейсмотрассе (резкое отклонение от нуля частиц грунта). Через некоторое время продольная волна затухнет и придет следующая – поперечная волна. Далее придет огромный по амплитуде цуг поверхностных волн, которые отличаются высокой амплитудой, низкой частотой и небольшой скоростью. Такое сейсмическое событие, отраженное на графике и есть сейсмическая трасса или

сейсмотрасса. Очевидно, что каждый пункт приема будет записывать свою сейсмическую трассу. Амплитуды импульсов будут определяться коэффициентами отражения.

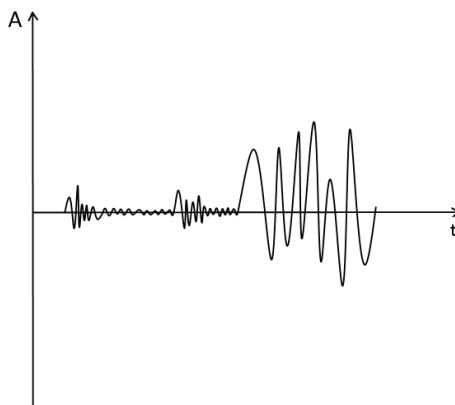


Рис. 3.1. Схематическое изображение сейсмотрассы

В реальной сейсморазведке используется не один пункт приема, а много. Расставив определенное количество геофонов и возбудив сигнал, мы получим для каждого геофона свою сейсмотрассу. Совокупность (ансамбль) сейсмотрасс, полученных для одного пункта возбуждения, называется **сейсмограммой**. На сейсмограмме по оси абсцисс отложены номера пунктов приема, как правило с одинаковым шагом, а по другой оси время записи, которое задается человеком.

Согласно принятому стандарту SEG первое вступление продольной волны на сейсмических записях представляется в виде минимума, что соответствует движению частиц грунта вверх. Это было сделано для того, чтобы все производители аппаратуры работали в одном ключе. На сейсмограмме мы видим положительные и отрицательные амплитуды сигналов. Положительные амплитуды принято закрашивать в черный цвет, а отрицательные оставлять не закрашенными. Некоторые фазы выстраиваются в линию, что хорошо видно на сейсмограмме. Это говорит нам о том, что это *регулярная волна*, т.е. волна, которую можно проследить от трассы к трассе.

Все регулярные волны выражаются на сейсмограмме в виде положительных и отрицательных фаз. Как только мы получили сейсмограмму – результат полевых работ, геофизик начинает ее истолковывать с целью выделения регулярных сейсмических волн: отраженных, преломленных и т.д. Он осуществляет это на основе кинематических и динамических характеристик. Динамическими характеристиками мы называем частоту, форму, период, а кинематическими – время и траекторию. По сейсмограмме мы можем рассчитать кажущуюся скорость волны, поскольку мы знаем расстояние между геофонами и время регистрации волны. Зная видимую амплитуду, форму сигнала, видимую частоту, кажущуюся скорость и время прихода волны, мы можем определить тип волны и построить их годографы. На сейсмограмме в отличие от годографа принято направлять ось времен вниз.

Рассмотрим граф обработки. После работ в поле мы получаем сейсмические записи в виде сейсмограмм общего пункта возбуждения. Они состоят из некоторого количества сейсмотрасс, число которых зависит от количества геофонов, а длительность – от установленного времени записи. В начале по сейсмограммам проводят анализ волнового поля, с точки зрения выделения регулярных волн, которые можно проследить на каждой трассе, в отличие от хаотических наборов фаз, которые называются *микросейсмами*.

Регулярные волны — это не только полезный сигнал, но и волны-помехи. После выделения регулярных волн мы можем строить годографы, т.е. снимать значения x в м или км и время прихода на каждую трассу в с и мс. Далее при помощи специальных математических алгоритмов и методов мы можем переходить от годографа к определению скорости сейсмических волн путем обработки и дальнейшей интерпретации. В итоге мы получаем сейсмический разрез.

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ. Разберем самую простую регулярную сейсмическую волну, которая называется прямой волной. **Прямая волна** – это волна, которая распространяется от источника возмущения до некоторого пункта приема. Будем считать, что скорость прямой волны постоянная. Зависимость времени прихода прямой волны выражается по формуле: $t(x) = \pm \frac{x}{V}$. Годограф прямой волны показан на рис.3.2. Фронтом прямой волны будет являться цилиндр. В зависимости от того, каким образом мы возбуждаем сигнал, прямая волна может быть, как продольной, так и поперечной. Годографы прямых продольной и поперечной волны будут разные. Продольная прямая волна будет сильнее наклонена к оси абсцисс, потому что у нее больше скорость.

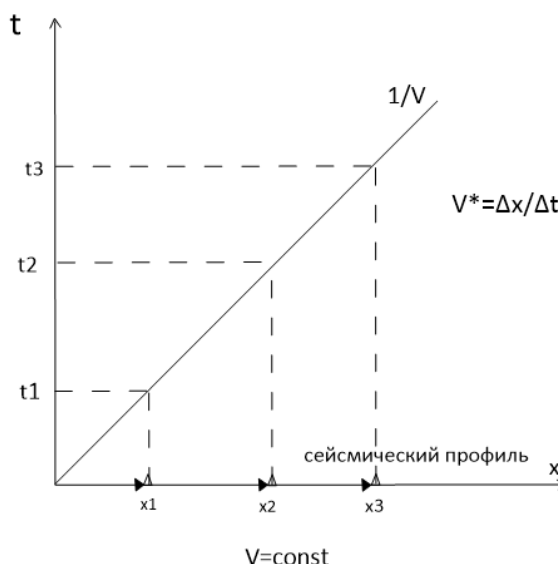


Рис.3.2. Лучевые траектории (показаны стрелками) и годограф прямой волны

Лекция 4

Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 2)

Напомним, что в поле мы получаем сейсмограммы общего пункта возбуждения (когда приемники расположены на определенном расстоянии друг от друга, а пункт возбуждения перемещается). На прошлой лекции было дано определение годографа сейсмической волны. Нам очень важно знать, как выглядят годографы волн разного типа, чтобы потом истолковывать и находить их на сейсмограммах, поскольку каждая волна обладает уникальными кинематическими характеристиками.

Прямая волна и ее годограф ОПВ

Прямая волна может быть зафиксирована, если мы считаем первый слой от поверхности однородным. Пусть у нас есть источник и приемники, регистрирующие наш сигнал. **Прямой** будет волна, распространяющаяся вдоль поверхности земли с определенной скоростью. Годографом этой волны будет прямая линия (рис. 4.1). Если задача сводится к определению времени пробега сигнала до приемника с некоторой координатой, то зависимость будет иметь вид: $t(x) = \pm \frac{x}{V}$. Задав расстояние в явном виде, мы получим значение времени в каждой точке.

Итак, годограф прямой волны имеет вид линейной функции. Плюс ставится, когда мы идем вправо от источника, минус - влево. В пространстве годограф прямой волны будет представлять собой конус. Чем больше скорость в среде, тем больше годограф прижимается к оси Ох. Годограф продольной волны будет всегда больше прижат к оси, чем годограф поперечной волны, вследствие различия скоростей для них. Кажущаяся скорость в этом случае равна истинной. Фронт прямой волны представляет собой цилиндр.

Поверхностные волны и их годограф ОПВ

Перейдем к следующему типу волн, а именно - к поверхностным волнам. **Поверхностные волны** в наземной сейсморазведке - это волны, образующиеся на границе сред, сильно различающихся по плотностям. Они бывают двух типов - **Лява** и **Релея**. Частицы в волнах Релях движутся по эллиптическим траекториям. Физика этого движения достаточно сложная, поэтому мы не будем вдаваться в подробное ее описание. Поверхностные волны очень быстро затухают с глубиной, они существуют до глубин порядка длины волны, а эффективная глубина определяется по формуле $h_{эфф} = 0.6(1+\sigma)\lambda_R$. Она зависит от коэффициента Пуассона и длины волны. Глубина проникновения в среднем составляет 0.6 - 0.9 λ . Таким образом, чем больше длина волны, тем глубже она проникает.

Волна Лява - это аналог поперечной волны. Ее частицы колеблются перпендикулярно направлению распространения волны. В сейсморазведке не разделяют волны Релея и Лява, поскольку они незначительно отличаются своими кинематическими

характеристиками. Пространственный фронт поверхностной волны также представляет собой цилиндр. Годограф поверхностной волны также будет представлять собой прямую, но расположенную левее прямой, описывающей прямую волну, поскольку скорость поверхностной волны меньше (рис. 4.1). Это значит, что любой приемник сначала фиксирует продольную и поперечную прямую волну, а затем поверхностную.

Уравнение годографа поверхностной волны записывается в виде: $t_R = \pm \frac{x}{V_R}$

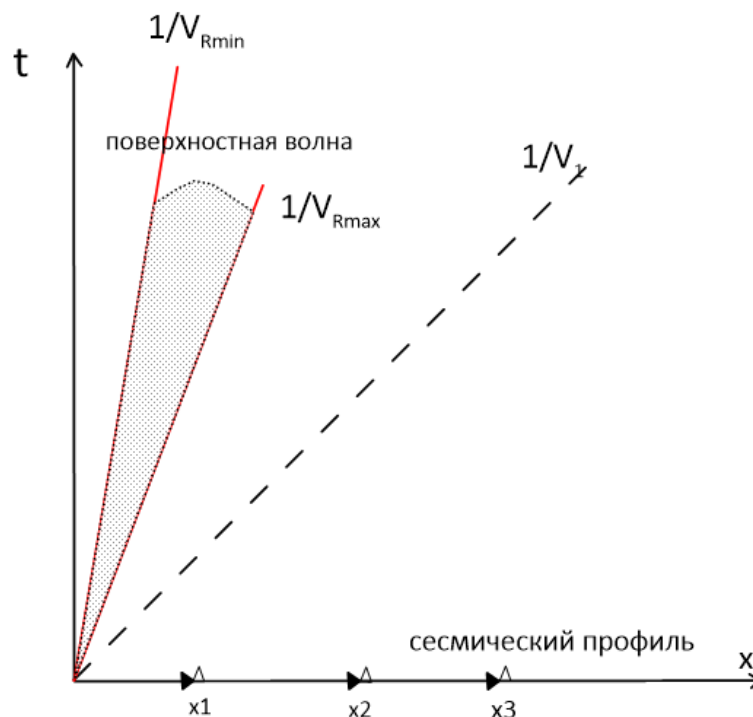


Рис.4.1. Годографы поверхностных и прямой волны

Если среда неоднородна, то поверхностная волна обладает ярко выраженной скоростной и частотной дисперсией. То есть, на разных глубинах частицы будут двигаться с разной частотой, что будет соответствовать разной длине волны. Это приводит к тому, что на сейсмограмме мы наблюдаем не одну ось синфазности, а целый цуг. Эти оси синфазности разного вида в сейсморазведке называются еще **модами** поверхностной волны. Отличительным признаком поверхностной волны на сейсмограмме являются крайне высокие амплитуды. Они превышают амплитуды других регулярных волн в несколько (до 10) раз. Другим признаком являются достаточно низкие скорости (первые 100 м/с) поверхностных волн. Кроме того, в неоднородной по вертикали среде у поверхностных волн наблюдается несколько осей синфазности.

Дифрагированная волна и ее годограф ОПВ

Следующим типом сейсмических волн является **дифрагированная волна**. Дифракцией называется огибание препятствий, соизмеримых с длиной волны. То есть, если линейный размер локальной неоднородности меньше либо равен длине волны, то

при падении сейсмической волны на эту неоднородность, будет образовываться дифрагированная волна. В основе образования волны этого типа лежит принцип Гюйгенса. То есть при достижении сейсмической волной неоднородности, образуется вторичный фронт, распространяющий колебания во все стороны.

Определим, какой функцией будет описываться дифрагированная волна на сейсмограмме. Задача сводится к определению времени пробега волны от источника до некоторого приемника. В данном случае, если неоднородность расположена в точке В, то луч пройдет от источника (А) пройдет до приемника по траектории АВС. Проекцию точки В на поверхность обозначим через точку x_0 , глубину положения дифрагирующего объекта через h , а скорость распространения волны через V (рис.4.2).

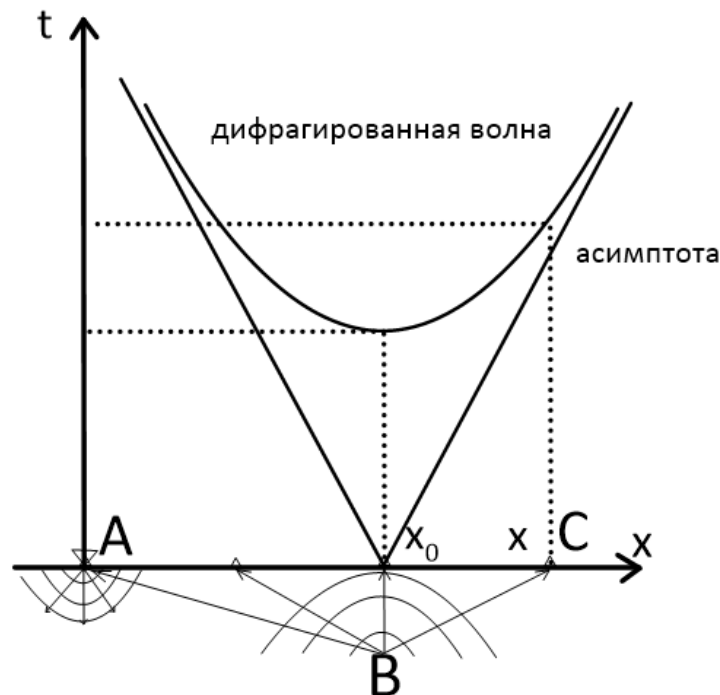


Рис.4.2. Лучевые траектории и годограф дифрагированной волны

Тогда мы получим два прямоугольных треугольника. Находя гипотенузы этих треугольника и деля отрезки на скорость, мы получим уравнение годографа дифрагированной волны: $t(x) = t_{AB} + t_{BC} = \frac{\sqrt{h^2 + x_0^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{h^2 + (x - x_0)^2}}{V_1}$. Причем первый член этого уравнения является константой. Таким образом, годограф дифрагированной волны будет представлять собой гиперболу.

Возьмем производную этой функции, приравняем ее к нулю и найдем минимум годографа. Окажется, что минимум гиперболы находится над дифрагирующим телом. На этом основан поиск локальных объектов в методе радиолокации. Определим асимптоты графика, устремив x в бесконечность: $t_{ac} = \pm \frac{x - x_0}{V_1}$. Асимптоты графика будут прямыми, исходящими из точки x_0 - проекции дифрагирующего объекта на поверхность

земли. Если x_0 равно 0, то есть дифрагирующий объект находится под источником, то его глубину легко определить.

Закон отражения

Если на границе раздела двух сред будет выполняться условие отражения волны, т.е. будут различны акустические импедансы, то на этой границе будет образовываться отраженная волна. По принципу Гюйгенса точка падения волны на границу раздела сама становится источником сферических колебаний.

Проведя линии перпендикулярные фронтам падающей и отраженной волны, мы получим соответственно луч падающей и отраженной волны. Углы падения и отражения (углы между соответственно падающей и отраженной волной и нормалью, проведенной в точку падения) будут равны. Это можно доказать, пользуясь принципом Ферма.

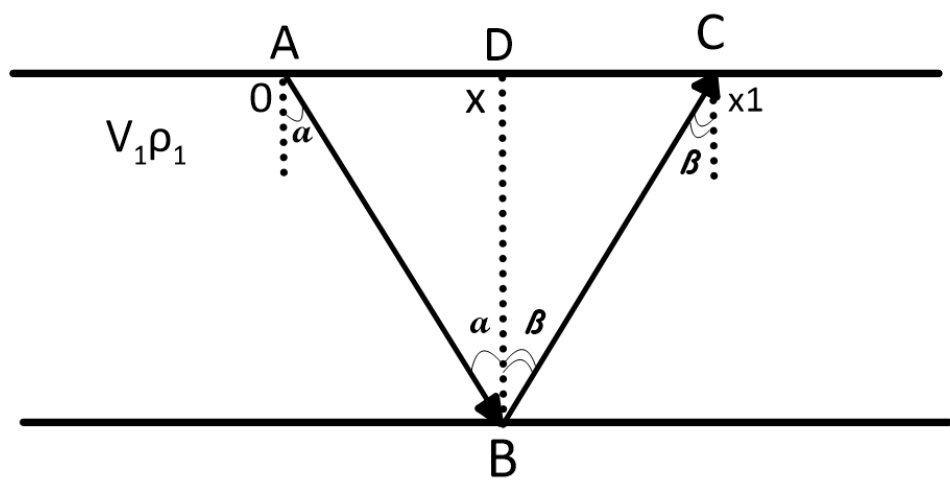


Рис. 4.3. К доказательству закона отражения

Пусть отражающая поверхность находится на глубине h . Источник находится в точке А, приемник в точке С (рис.4.3). Они зафиксированы жестко. Координата пункта приема равна x_1 . А положение точки В - точки падения волны, неизвестно. Известно только, что она находится между А и С. Мы знаем, что время пробега волны по траектории АВС минимальное (по принципу Ферма). Тогда задача сводится к поиску минимума функции времени по траектории АВС. Возьмем проекцию точки В на поверхность и обозначим ее через D. Треугольники ABD и BDC будут прямоугольными. Координату точки D обозначим через x . Длины отрезков АВ и ВС (это именно отрезки, поскольку скорость распространения волны постоянна) найдем, пользуясь теоремой Пифагора: $AB = \sqrt{h^2 + x^2}$, $BC = \sqrt{h^2 + (x_1 - x)^2}$. Разделим их на скорость волны и, таким образом, найдем функцию времени: $t(x) = \frac{1}{V_1}(\sqrt{h^2 + x^2} + \sqrt{h^2 + (x_1 - x)^2})$. Далее возьмем производную по координате и приравняем ее к нулю: $t'(x) = \frac{1}{V_1}(\frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} + \frac{x_1 - x}{\sqrt{h^2 + (x_1 - x)^2}}) = 0$. Перейдем к углам α и β , выразив их тангенсы: $x = htg\alpha$, $(x_1 - x) = htg\beta$. Подставим их в

формулу: $\frac{1}{v_1} \left(\frac{htg\alpha}{\sqrt{h^2 + (tg^2\alpha)h^2}} + \frac{htg\beta}{\sqrt{h^2 + (tg^2\beta)h^2}} \right) = 0$. Заменяя тангенс на отношение синуса к косинусу, получим: $\frac{1}{v_1} (\sin\alpha - \sin\beta) = 0$. Отсюда следует, что если углы острые, то их синусы равны.

То же самое можно показать для наклонной и произвольной границы, но мы этого делать не будем. Остановимся только на том, как найти точку отражения в случае наклонной границы. Ее мы можем найти, пользуясь принципом Ферма. Из точки А опустим перпендикуляр на границу раздела. Далее это же расстояние откладывается и по другую сторону от границы, образуя мнимый источник. Пользуясь постоянностью скоростей, мы можем соединить мнимый источник с приемником прямой линией. Точка пересечения этой линии с границей раздела будет искомой.

Закон Снеллиуса

Перейдем к закону преломления. Пусть у нас есть источник и волна, падающая на границу раздела двух сред с разными скоростями их распространения (условие образования преломленной волны). Теперь рассмотрим два случая: 1) $V_2 > V_1$ - нормальный скоростной закон; 2) $V_2 < V_1$. В первом случае угол преломления будет больше угла падения. Во втором - угол преломления будет меньше угла падения. Таким образом, углы падения и преломления тесно связаны со скоростями распространения волны в первой и второй среде. Они связаны законом Снеллиуса.

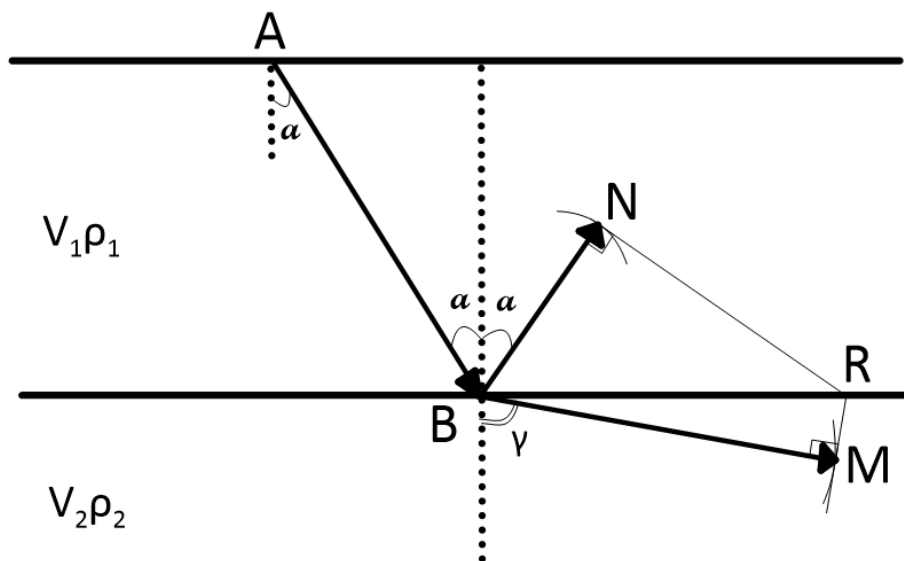


Рис. 4.4. К доказательству закона Снеллиуса

Выведем его. Пусть на поверхности наблюдений есть источник колебаний (рис.4.4). От него распространяется волна, которая падает на границу двух сред, различающихся акустическими жесткостями, под углом α . Она претерпевает отражение и преломление под углом γ . После того, как волна отразилась и преломилась 'заморозим' процесс. Прошедшее время обозначим через t_1 . Мы имеем две сферические волны и,

рассмотрев на достаточно большом удалении некоторую точку, проведем касательные к окружностям. Получим два прямоугольных треугольника: BNR и BMR. Найдем углы α и γ : $\sin\alpha = \frac{BN}{BR} = \frac{V_1 t_1}{BR}$, $\sin\gamma = \frac{BM}{BR} = \frac{V_2 t_1}{BR}$. Получим, что углы падения и преломления неразрывно связаны со скоростями в средах.

Беря отношение синусов, получим: $\frac{\sin\alpha}{\sin\gamma} = \frac{V_1}{V_2}$. Это и есть закон Снеллиуса.

Отсюда следует, что если $V_2 > V_1$, то $\alpha < \gamma$ и наоборот. Интенсивность падающей волны будет всегда больше интенсивности отраженной и преломленной волны.

Закон Снеллиуса можно записать в обобщенном виде, который связывает скорости и углы падения и отражения не только монотипных волн, но и обменных. *Монотипной* называется волна, которая сохранила свой тип после падения (р-волна упала, и р-волна отразилась). Соответственно обменной будет волна, которая сменила свой тип после падения на границу (р-волна упала SV-отразилась). Продольная р-волна может стать SV-волной. Поперечные волны имеют горизонтальную (SH) и вертикальную (SV) поляризацию. Говорить о типе поляризации можно только в том случае, если заранее определить плоскость наблюдений.

Пусть на поверхности земли находится профиль наблюдений и происходит распространение р-волны. Тогда частицы будут колебаться в плоскости наблюдений перпендикулярно направлению распространения волны, то такая волна будет называться SV-волной. Если же частицы колеблются перпендикулярно распространению волны, но не в плоскости наблюдений, то такая волна будет SH-волной. Обмен волн может происходить между продольными и поперечными, вертикально или горизонтально поляризованными, волнами. SH-волны не дают обмена. На самом деле, мы не можем сделать так, чтобы образовалась только р-волна или только s-волна. Поле возмущений в той или иной степени будет относиться к обоим видам волн. Обобщенный закон Снеллиуса связывает углы падения и отражения и скорости монотипных и обменных волн: $\frac{\sin\alpha_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin\alpha_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin\alpha_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\sin\alpha_{s2}}{V_{s2}}$.

Лекция 5

Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 3)

Рассмотренные нами законы отражения и преломления лежат в основе методов преломленных и отраженных волн. Далее мы будем рассматривать монотипные волны, не акцентируя внимание на обмене.

Отраженные волны и их годограф ОПВ

Рассмотрим горизонтальную поверхность земли. Пусть на глубине h имеется сейсмическая граница. В некоторой точке на поверхности (А) поместим источник и расставим приемники колебаний.

Каждый геофон зафиксирует "свою" отраженную волну, падающую под определенным углом. Для того чтобы определить уравнение годографа отраженной волны, рассчитаем время ее прихода до приемника, размещенного в точке С (переменная координата x). Точку отражения волны от границы обозначим В. Луч пройдет по траектории АВС. Длины отрезков АВ и ВС равны, их можно найти из прямоугольного треугольника: $AB=BC=\sqrt{\frac{x^2}{4} + h^2}$. Поделив длины отрезков на скорость распространения волны в среде, найдем время пробега волны по траектории АВС: $t(x)=\frac{2}{v_1}\sqrt{\frac{x^2}{4} + h^2}=\frac{1}{v_1}\sqrt{x^2 + 4h^2}$. Приведя уравнение путем несложных преобразований к каноническому виду, увидим, что это уравнение гиперболы (рис.5.1).

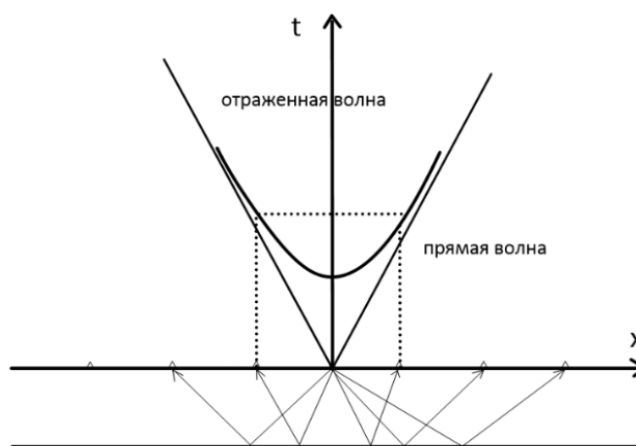


Рис.5.1. Годограф отраженной волны ОПВ

Найдем ее минимум: $\frac{x}{v_1\sqrt{x^2+4h^2}}=0$. Время минимума будет равно: $t(0)=t_0=\frac{2h}{v_1}$.

В сейсморазведке оно является очень важным параметром и носит название *времени t_0*

отраженной волны. При $x \rightarrow \infty$, получаем, что функция: $t(x) \rightarrow \pm \frac{x}{v_1}$. Это уравнение прямой волны. Не нужно забывать, что на самом деле годограф не является непрерывной кривой, поскольку в реальности между пунктами приема существует расстояние, которое задаем мы сами. Минимальное время даст волна, падающая от источника по нормали к отражающей границе. Скорости прямой и отраженной волн равны между собой. Поскольку траектория движения отраженной волны всегда больше траектории прямой волны, то первая никогда не сможет определить вторую. Этот случай относится к двухслойной среде. В многослойной модели волна будет с большей скоростью отражаться от глубже лежащих границ и, вообще говоря, может опередить прямую волну в какой-то момент времени.

Теперь будем считать, что граница наклонная. Добавится еще один параметр - угол наклона границы φ . При этом условие отражения сохраняется. Как в этом случае будет выглядеть годограф отраженной волны? Вывод уравнения годографа сводится к определению времени пробега волны от источника до приемника. Он выходит за рамки нашего курса, поэтому сразу приведем уравнение годографа: $t(x) = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4h^2 + 4hx \sin \varphi}$. В случае наклонной границы гиперболический вид годографа отраженной волны сохраняется. Минимум этой функции ищется в следующем виде: $t'(x) = \frac{1}{2v_1} \frac{2x + 4h \sin \varphi}{\sqrt{x^2 + 4h^2 + 4hx \sin \varphi}} = 0$. Минимум достигается при $x = -2h \sin \varphi$. Это означает, что в случае наклонной границы мы наблюдаем смещение минимума гиперболы в сторону восстания границы. То есть, если на сейсмограммах мы видим, что минимум гиперболы смещен влево или вправо, то можно сделать вывод о том, что мы имеем дело с наклонной границей.

Кратные отраженные волны и их годографы ОВП

Кратные отраженные волны (рис.5.2) имеют достаточно большую область интереса со стороны сейсморазведчиков. В методе отраженных волн этот тип сейсмических волн является помехой. Они могут присутствовать на сейсмограммах и разрезах, но говорят только о контрастности среды. В общем случае **кратной отраженной волной** называется волна, претерпевшая более одного акта отражения. Определим, как в этом случае будет выглядеть годограф кратной отраженной волны.

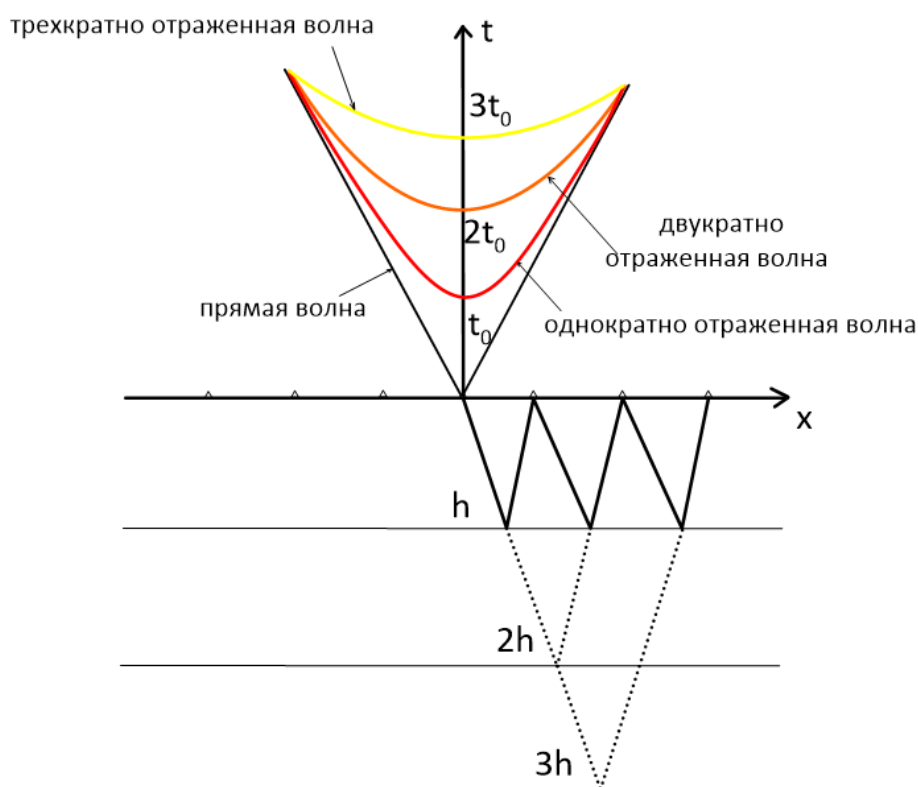


Рис. 5.2. Годографы кратных отраженных волн ОПВ

Рассмотрим сначала двукратно отраженную волну. Двукратное отражение волны от границы, лежащей на глубине h - это тоже самое, если бы она отразилась один раз от границы, лежащей на глубине $2h$. Тогда вывести уравнение годографа не представляет особого труда: $t(x) = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + (2nh)^2}$. Кроме того, изменится время $t_{0n} = \frac{2hn}{v_1}$. Асимптотика будет сохраняться. Таким образом, явным признаком n -кратной волны на сейсмограмме является увеличенное в n раз время t_0 . Если мы получаем отражение только в пределах одного слоя, то волна будет называться **кратной**. Если же образование кратных волн происходит на разных границах, то такие волны будут называться **неполно кратными**.

Кратные волны являются волнами-помехами, а на итоговом разрезе они представляют собой "псевдограницы", поэтому очень важно уметь находить их. Существует целый раздел сейсморазведки, направленный на подавление кратных волн. Самым простым способом является метод общей глубинной точки, который мы будем рассматривать в последующих лекциях. Кратные волны на разрезах могут сечь истинные границы слоев, мешая нам точно их проследить.

Головные волны и их годограф ОПВ

Головные волны являются частным случаем преломленных волн. Вспомним закон Снеллиуса о преломлении: $\frac{\sin \alpha}{\sin \gamma} = \frac{V_1}{V_2}$. Если мы будем увеличивать угол падения волны, то соответственно будет увеличиваться и угол преломления. Это следует из закона Снеллиуса. Это означает, что найдется такой луч, когда угол преломления станет 90 градусов. Угол падения в таком случае будет называться **критическим**, а преломленная волна - **головной волной**. То есть она будет бежать по границе раздела двух сред со скоростью V_2 . Таким образом, образование головной волны возможно только если $V_2 > V_1$. В этом случае закон Снеллиуса трансформируется: $\sin \alpha = \frac{V_1}{V_2}$. То есть, если у нас есть двуслойная среда, для которой $V_2 > V_1$, то неизбежно найдется луч, образующий головную волну. Если мы будем брать угол падения больше критического, то будет образовываться только отраженная волна и проникновения в нижнее полупространство не будет.

Пусть луч падает под критическим углом i и образуется головная волна. В силу принципа Гюйгенса точка падения волны на границу будет являться источником вторичных колебаний. Далее при движении по границе раздела принцип Гюйгенса будет оставаться в силе, и каждая точка будет образовывать сферическую волну. Но поскольку всё-таки требуется некоторое количество времени при переходе от точки к точке, то мы будем получать сферы всё меньших радиусов. Так как скорость распространения всех фронтов одинакова, то их огибающей будет прямая. Положение огибающих будет определять положение фронта головной волны.

Если мы рассмотрим какой-либо геофон в точке Е, то общая траектория головной волны будет ABDE. То есть она складывается из следующих отрезков: по АВ идет падающая волна со скоростью V_1 , по BD идет головная волна со скоростью V_2 , и по DE волна идет со скоростью V_1 . Отметим, что угол выхода волны на поверхность будет также равен i , поскольку скорость в первой среде постоянна. Таким образом, мы получим равнобедренную трапецию с большим основанием на поверхности земли и с меньшим на границе раздела. Луч с траекторией ABC будет являться одновременно первым лучом головной волны и лучом отраженной волны. Фронт головной волны в пространстве представляет собой усеченный конус с полостью внутри. Говорят также, что фронт головной волны имеет форму "юбки". В сейсморазведке скорость распространения головной волны вдоль раздела называют граничной скоростью.

Перейдем к **выводу годографа головной волны** (рис.5.3). Пусть имеется двуслойная среда с преломляющей горизонтальной границей, расположенной на глубине h . Скорость распространения волн во второй среде (V_2) больше скорости в первой (V_1). Есть источник колебаний и приемники. Будем рассматривать луч, падающий на границу раздела под критическим углом i . Рассмотрим, за какое время головная волна зафиксируется приемником, расположенным в точке с плавающей координатой x .

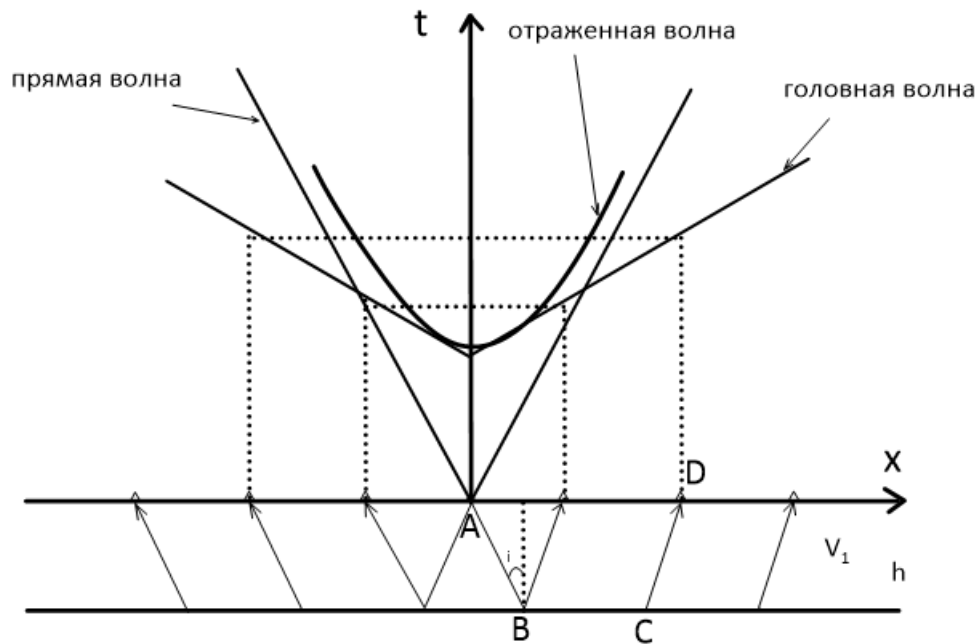


Рис.5.3. Годографы отраженной, головной и прямой волн

Обозначим траекторию головной волны ABCD и сведем задачу к поиску времен пробега головной волны по каждому из отрезков: $t(x) = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$. Причем $AB = CD$ (в силу равнобедренности трапеции). Из треугольника через косинус i найдем $AB = CD = h / \cos i$. Меньшее основание трапеции найдем через большее $BC = AD - 2htgi = x - 2htgi$. Подставив всё в общую формулу для годографа головной волны, получим: $t(x) = \frac{2h}{v_1 \cos i} + \frac{x - 2htgi}{v_2}$. Зная, что $\sin i = V_1 / V_2$ (из закона Снеллиуса) и представив $tgi = \frac{\sin i}{\cos i}$, получим: $t(x) = \frac{2h}{v_1 \cos i} + \frac{x \sin i}{v_1} - \frac{2h \sin^2 i}{v_1 \cos i} = \frac{2h \cos i}{v_1} + \frac{x \sin i}{v_1}$. Годограф головной волной имеет вид прямой, поднятой на $\frac{2h \cos i}{v_1}$. Наклон годографа регулируется $\frac{\sin i}{v_1}$. Чем больше скорость V_1 , тем сильнее годограф прижимается к оси Oх.

Величина, на которую поднят годограф головной волны зависит от глубины границы, скорости в покрывающей толще и предельного угла i . Время пересечения годографа с осью t называется временем $t_0 = t'(0) = \frac{2h \cos i}{v_1}$. Времена t_0 отраженной и головной волны отличаются на $\cos i$, если речь идет об одной и той же границе. Время t_0 отраженной волны находится выше времени t_0 головной волны.

У головной волны есть три особые точки. Первую из них мы рассмотрели. Физически ее не существует, поскольку в данном случае угол i будет равен 0 градусов. Вторая точка - **начальная точка головной волны**, описывающая время первой ее регистрации. Она является общей точкой для годографа отраженной и головной волны ($x_n = 2htgi$, $t_n = \frac{2h}{v_1 \cos i}$). Третья особая точка называется **точкой первого вступления**

головной волны. Она соответствует точке пересечения годографов прямой и головной волны. Начиная с нее, головная волна будет фиксироваться раньше прямой. Эта точка определяется глубиной (чем глубже, тем позже произойдет пересечение годографов) и контрастностью скоростей. На сейсмограммах головные волны хорошо распознаются по форме годографа и по первому ее вступлению.

Лекция 6

Сейсмические волны и их кинематические характеристики (часть 4)

Головные волны при наклонной границе

В случае горизонтальной границы правая и левая ветви годографа головной волны будут симметричны. Как трансформируются годографы головных волн при наклоне границы относительно некоторой точки на границе? Критический угол будет сохраняться (это следует из закона Снеллиуса). Изменится лишь точка падения головной волны. Ее траектория движения будет больше с увеличением глубины границы и меньше – с ее уменьшением. Таким образом, в зависимости от того, как по глубине стала залегать граница по сравнению с горизонтальной, приемники будут регистрировать головную волну раньше или позже, чем зарегистрировали бы головную волну в случае горизонтальной границы.

Линейность функции будет сохраняться, но поменяется наклон годографа. В случае наклонной границы будет фигурировать кажущаяся скорость распространения волны. Правая и левая ветви годографа будут иметь разный наклон и, соответственно, разную кажущуюся скорость (рис. 6.1). По падению границы скорость будет меньше, чем по восстанию. Таким образом, по сейсмограмме мы можем определить, в какую сторону от источника падает граница. Формулы годографов правой и левой ветвей в случае наклонной границы будут, вообще говоря, разные. Приведем итоговый результат: $t(x) = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{V_1}$. Знак «+» берется в случае падения границы в сторону от источника к приемнику, а знак «-» при падении границы в сторону от приемника к источнику. Точка t_0 для обеих ветвей будет одна и та же. Если мы будем возбуждать сигнал сначала в начале приемной линии, а потом в конце, то мы получим два годографа: нагоняемый и нагоняющий (рис.6.1 справа).

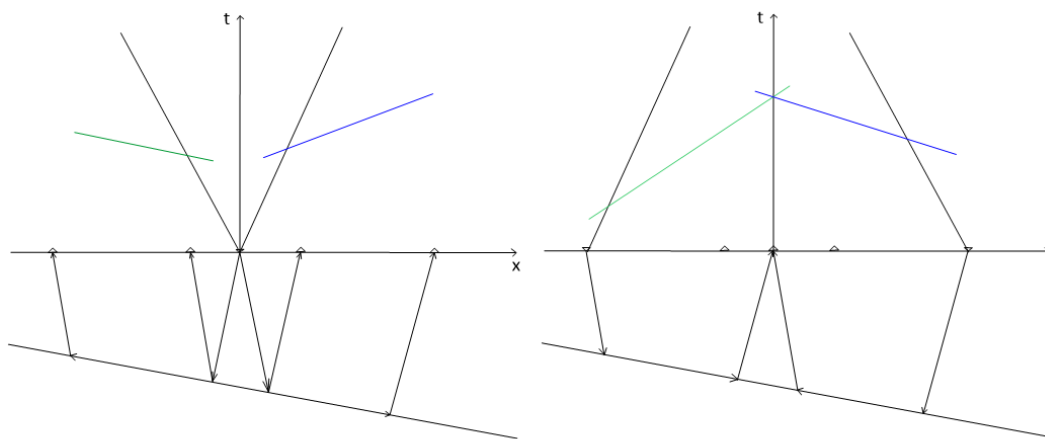


Рис. 6.1. Асимметрия левой и правой ветвей годографа головной волны при наклонной границе

Годографы линейного вида встречаются лишь в половине случаев. Гораздо чаще мы имеем дело с графиками функций произвольного вида. На это влияет множество факторов, и первое, что нужно отметить - это кривизна границы. При выпуклой вниз границе, например, годограф головной волны будет выпуклым вверх. Кроме того, на годографах как головных, так и отраженных волн могут образовываться петли (каустики), когда лучи волн пересекаются вследствие особенности формы границы. Таким образом, в случае наличия заметных перепадов по глубине для кровли преломляющей границы, годограф головной волны может иметь криволинейную форму. К нелинейности годографа головной волны может также приводить рельеф поверхности наблюдения. В случае, когда геофоны имеют сильно различающиеся аттитюды, время регистрации волны может уменьшаться с удалением по профилю. Это будет приводить к отрицательному значению кажущейся скорости. Третий пункт, приводящий к нелинейности годографа - это кривизна профиля. То есть, если наш профиль изгибается, то и годограф будет нелинейного вида.

Кроме того, резкая асимметрия годографа (даже если он линейного вида) может происходить вследствие существенного изменения скорости по латерали. Пусть есть двуслойная среда и в первом слое скорость по латерали уменьшается слева направо. Расположим источники в начале и в конце приемной линии и посмотрим, как будут выглядеть годографы прямых и головных волн (рис.6.2). Годографы прямых волн будут изгибаться из-за уменьшения скорости слева направо. Годографы головных волн в начале и в конце приемной линии будут ассиметричны. Время пробега головной волны по одной из траекторий будет называться **взаимным временем**. Вследствие различия скоростей по латерали, будут разными и критические углы в начале и в конце приемной линии.

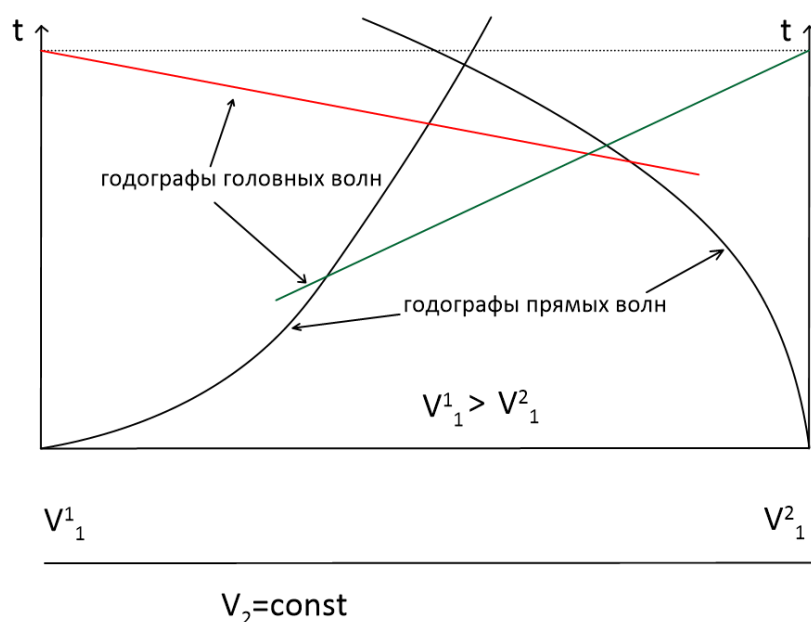


Рис.6.2. Годографы прямых и головных волн при изменении скорости по латерали

Кратные головные волны

Механизм образования кратных головных волн такой же, как и для кратных отраженных волн: требуется наличие контрастных границ. Пусть луч от источника падает под критическим углом i , и образуется головная волна. Если преломляющая граница является сильно контрастной, то луч после преломления и достижения поверхности может снова отразиться под критическим углом. Тогда образуется еще одна головная волна, которая будет называться *двукратной головной волной*.

Выведем уравнение годографа кратной головной волны и определим, какой функцией она может быть описана (рис.6.3). Пусть приемник расположен в точке А. Рассмотрим приемник, находящийся в точке Е. Он зафиксирует однократную головную волну, прошедшей по траектории ABDE и двукратную головную волну, прошедшую по траектории ABCDE. Получим зависимость $t(x)$ для двукратной головной волны.

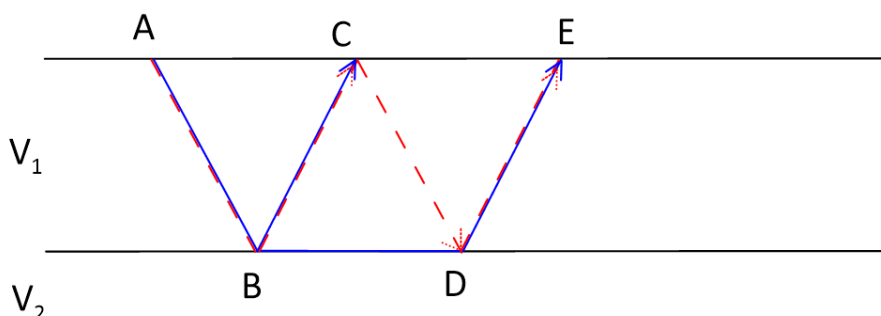


Рис.6.3. К выводу уравнения годографа для кратной головной волны

Время ее движения можно выразить следующим образом: $t^2(x) = t_{ABDE} + t_{BC} + t_{CD} - t_{BD}$. Эти времена легко выразить через тригонометрические функции критического угла i , глубину h и скорости движения волн в средах: $t^2(x) = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1} + \frac{2h}{V_1 \cos i} - \frac{2ht \tan i}{V_2}$. Упростив выражение, получим: $t^2(x) = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1} - \frac{2h \sin^2 i}{V_1 \cos i} + \frac{2h}{V_1 \cos i} = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1} + \frac{2h \cos^2 i}{V_1 \cos i} = \frac{4h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1}$. Несложно показать, что общая формула для n -кратной головной волны будет иметь вид: $\frac{2nh \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1}$. Из этой формулы видно, что годограф кратной головной волны будет являться прямой, имеющий такой же наклон, как и однократная головная волна. Все особые точки головных волн будут определяться теми же формулами, в которых будет участвовать кратность.

Отраженные волны в многослойных средах

Пусть выполняется условие образования отраженных волн на каждой границе раздела. В зависимости от коэффициента отражения интенсивность волны, отраженной от той или иной границы, будет разной. Чем больше коэффициент отражения, тем более интенсивную отраженную волну мы получим на сейсмограмме. Функция, описывающая отраженную от n -границы волну, имеет достаточно сложный вид, поэтому мы не будем

ее приводить. Годографом отраженной волны будет, вообще говоря, квазигипербола. Определим асимптотику отраженных волн в многослойной среде. На бесконечном удалении отраженная волна будет стремиться к головной волне, но никогда ее не достигнет. Таким образом, принято говорить, что асимптотой, отраженной от более глубокой границы (не от первой) волны будет **максимальная скорость покрывающей толщи**. То есть, отраженная волна будет стремиться к прямой, падающей под углом $1/V_{\max}$. Необходимо сделать важный вывод: в многослойной среде годографы отраженных волн могут пересекаться.

Головные волны в многослойной среде

Для того чтобы говорить о головных волнах, будем считать, что в нашей многослойной среде выполняется нормальный скоростной закон. На первую границу головная волна упадет под критическим углом i . На вторую границу раздела волна упадет уже под другим углом, синус которого из закона Снеллиуса будет равен: $\sin i_1 = \frac{V_2}{V_3}$. Наклон годографа головной волны, падающей на вторую границу будет меньше, чем у первого. Угол его наклона будет равен $\frac{1}{V_3}$. Итак, в случае многослойной среды мы будем получать головную волну от каждой границы, и каждой волне будет соответствовать свой годограф. Причем в какой-то момент времени годограф головной волны от более глубокой границы пересечет и опередит соответствующий годограф от менее глубокой границы (рис.6.4).

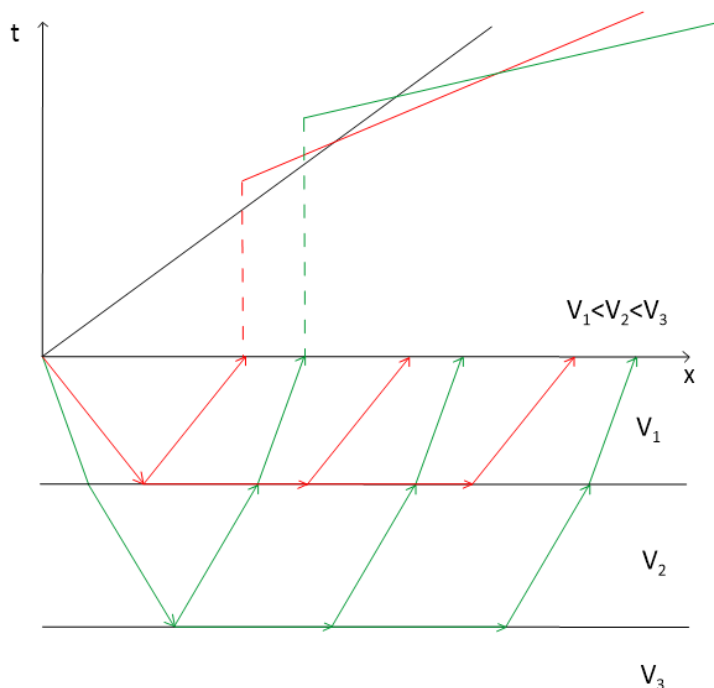


Рис.6.4. Годографы головных волн в многослойной среде

Соединим первые вступления: участок годографа прямой волны, участок годографа первой головной волны, второй головной волны и т.д. Мы получим ломаную линию, которая называется *годографом первых вступлений*. По количеству узлов на годографе первых вступлений мы можем судить о количестве преломляющих границ в разрезе.

Рефрагированные волны и их годограф ОПВ

Перейдем к последнему типу волн, регистрируемых на сейсмограмме, а именно – к рефрагированным волнам. Для того чтобы в среде возникла волна этого типа, среда должна быть неоднородной. Это значит, что скорость в слое (в среде) непостоянна и что лучи, вообще говоря, не будут прямолинейными. Пусть скорость неизменна по латерали, но является функцией глубины, то есть среда является градиентной. Градиентную среду мы можем представить, как набор слоев бесконечно малой мощности, скорость распространения волн в каждом из которых будет постоянной. Тогда по закону Снеллиуса луч будет всё время загибаться до определенной глубины, где он упадет на границу под критическим углом и отразится. Точки, помеченные красным на рис. 6.5, носят название точек максимального проникновения лучей.

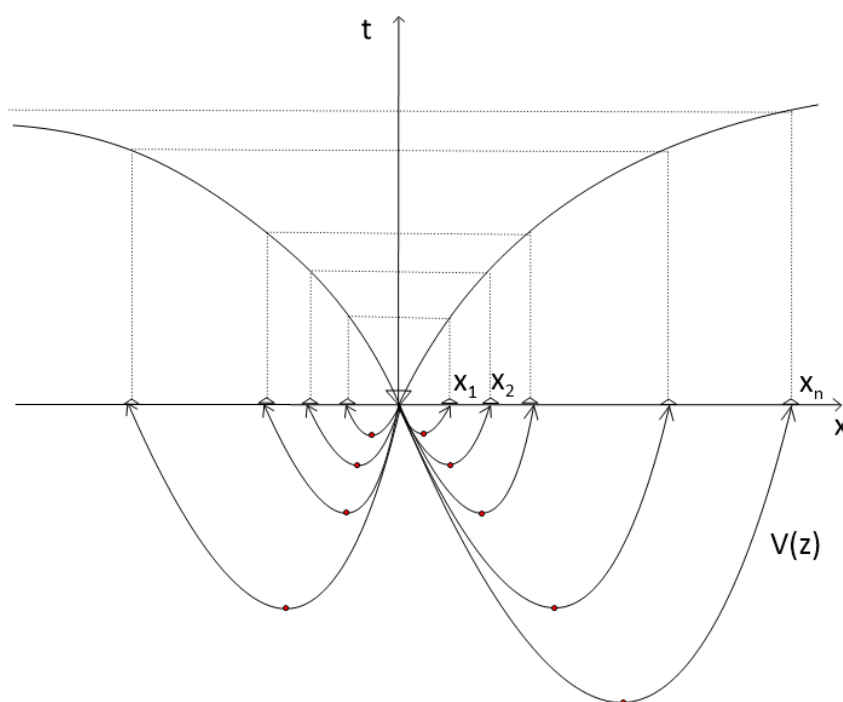


Рис.6.5. Годограф ОПВ и лучевые траектории рефрагированных волн

После этого луч будет следовать к поверхности по симметричной траектории. Вернувшись к градиентной среде, мы увидим, что луч рефрагированной волны будет представлять собой кривую, возвращающуюся на поверхность. Такая ситуация происходит, когда скорость с глубиной возрастает. В случае если скорость

распространения сейсмических волн, то возрастает, то убывает, траектория движения луча будет представлять собой кривую сложной формы. Чем больше угол падения луча, там быстрее он "загнется" и вернется на поверхность. Годографом рефрагированной волны будет некоторая кривая, выпуклая вверх. Уравнение годографа не записывается в

явном виде: $x = 2 \int_0^{z_{max}} \frac{V(z) dz}{V(z_{max}) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{max})}\right)^2}}$; $t = 2 \int_0^{z_{max}} \frac{dz}{V(z) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{max})}\right)^2}}$. Однако

если мы зададим скоростной закон в виде линейной функции $V(z) = V_1(1 + z\beta)$, то уравнение годографа будет выглядеть следующим образом: $t(x) = \frac{2}{V_1\beta} \operatorname{arcsch} \frac{x\beta}{2}$. Если в среде присутствуют аномалии повышенной и пониженной скоростей, то годограф рефрагированной волны будет иметь искажение в областях, соответствующих этим аномалиям. Важно помнить, что и рефрагированные, и головные волны являются преломленными волнами, но распространяются они в разных средах.

Лекция 7

Метод преломленных волн

Перейдем к рассмотрению двух важнейших методов сейсморазведки, которыми являются *метод отраженных* и *метод преломленных волн*. Каждый из них имеет свои особенности и модификации, но мы рассмотрим лишь общие подходы, лежащие в их основе.

Метод преломленных волн

Мы знаем, что к преломленным относятся головные и рефрагированные волны. Причем головные волны распространяются в слоистых средах, где каждому слою соответствует определенная скорость сейсмических волн. Рефрагированные волны появляются только в градиентных средах. В зависимости от того, какие волны регистрируются в первых вступлениях, мы будем применять определенную методику полевых наблюдений, различные подходы в решении обратной задачи, уравнения, алгоритмы и, вообще говоря, будет разной модель среды.

МПВ будет хорошо работать в случае высокой контрастности двух слоев. Классическими задачами, решаемыми методом преломленных волн, являются:

- определение уровня грунтовых вод;
- картирование границ многолетнемерзлых пород;
- определение мощности рыхлых отложений, залегающих на кристаллическом основании;
- определение глубины залегания зеркала скольжения оползней;
- определение положения карстовых форм, обнаружение зон суффозии;
- картирование кристаллического фундамента и, вообще говоря, все другие глубинные задачи.

Пусть геофоны расставлены бесконечно часто. Поместим источник в начале приемной линии и сделаем возбуждение. Тогда годограф первых вступлений может трактоваться разными путями: либо он состоит из куска прямой волны и головной волны, либо представляет собой годограф рефрагированной волны. Однозначно на этот вопрос мы ответить не можем. Но это важно для дальнейшей обработки и интерпретации. Для этого в сейсморазведке применяют *систему нагоняющих и нагоняемых годографов*. Используют дополнительный пункт возбуждения, который выносят за пределы приемной линии и получают дополнительный годограф. На основе анализа этих двух годографов определяют, какие волны мы видим в первых вступлениях.

Рассмотрим приемную линию и поместим источник в ее начало (рис. 7.1). Пусть на глубине h расположена преломляющая граница и выполняется условие образования головных волн. Головная волна будет падать под критическим углом i . Поместим источник за пределами нашей приемной линии. Также образуется головная волна, падающая под таким же углом i . Первый раз мы зарегистрируем ее крайним приемником. Начиная с некоторой точки лучи головных волн будут полностью совпадать. Для выносного ПВ мы также получим свой годограф головной волны. Эти годографы будут параллельны, поскольку их угол наклона определяется только скоростью во второй среде (рис.7.1). Разница Δt будет зависеть только от того, как далеко мы отнесли источник.

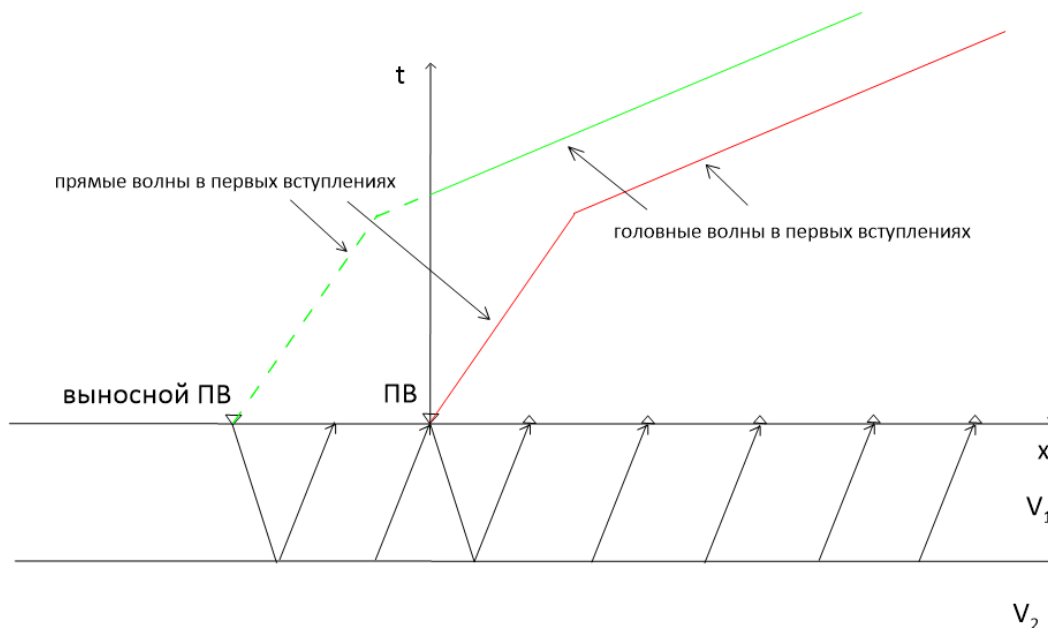


Рис.7.1. Нагоняющий и нагоняемый годографы головных волн

Заменим нашу однородную среду на градиентную, чтобы распространялись рефрагированные волны. Также поместим источник и приемники. На достаточном удалении возьмем еще один источник и также возбудим рефрагированную волну. Первым ее зарегистрирует крайний геофон. Получим годограф рефрагированной волны. Возникает вопрос: как будут соотноситься эти два годографа? Если считать приемную линию бесконечно длинной, то на удалении, намного превышающем вынос источника, годографы рефрагированных волн будут стремиться друг к другу. Но при этом время пробега волны от выносного источника будет больше, за счет существования некоторого удаления, поэтому годографы никогда не пересекутся, если скорость меняется только по глубине. В случае изменения скорости по латерали годографы, вообще говоря, могут пересечься. Таким образом, годографы рефрагированных волн не будут параллельны. Годограф, находящийся правее, называется нагоняемым, а другой, соответственно, нагоняющим (рис.7.2).

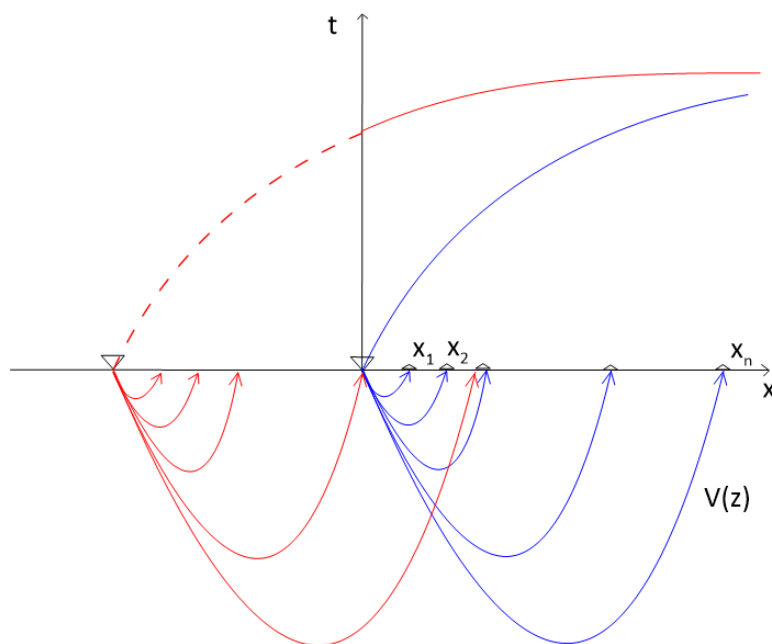


Рис.7.2. Нагоняющий и нагоняемый годографы рефрагированных волн

Итак, сделаем важный вывод: в случае, если среда является однородно слоистой, то годографы, нагоняющий и нагоняемый, будут параллельны, если среда является вертикально неоднородной, то годографы параллельными не будут. Однако нужно помнить, что если удаления от источника не очень большие, то годографы рефрагированных волн могут быть параллельны. В сейсморазведке обычно строят разность графиков нагоняющего и нагоняемого годографов: если она выходит на константу, то мы имеем дело с головными волнами, если же разность постепенно убывает, то волны рефрагированные.

После определения модели среды есть два пути развития событий: если на первых вступлениях мы видим головные волны, то в качестве метода интерпретации мы можем выбрать способ t_0 ; если же мы имеем дело с головными волнами, то нужно использовать другой способ интерпретации - например, методы сейсмотомографии или метод Чибисова, о котором речь пойдет позже.

Способ t_0

Это экспресс-способ, не требующий сложных вычислений и выкладок. Поэтому его очень любят использовать во время проведения полевых работ для получения информации о строении среды. Наша задача - понять, как работает этот метод и какие параметры среды он может нам дать.

Постановка задачи: с помощью способа t_0 для головных волн определить глубину залегания границы и скорости распространения волн в первой и второй средах. Условия применимости метода:

- в первых вступлениях регистрируются головные волны, поэтому $V_2 > V_1$;
- радиус кривизны границы много больше глубины ее залегания (граница гладкая).

Итак, пусть у нас есть источник, который возбуждает головную волну. Границу будем считать горизонтальной (рис. 7.3). Угол наклона годографа будет определяться скоростью волны во второй среде. Скорость V_1 мы можем найти достаточно просто по прямой волне: $V_1 = \frac{\Delta x_{\text{пр}}}{\Delta t_{\text{пр}}}$. Скорость V_2 находим из годографа головной волны: $V_2 = \frac{\Delta x_{\text{гол}}}{\Delta t_{\text{гол}}}$. Далее мы можем воспользоваться двумя формулами: $t_0 = \frac{2hc \cos i}{V_1}$, откуда $h = \frac{V_1 t_0}{2 \cos i}$; или $t_{\text{н.в.}} = \frac{2hc \cos i}{V_1(1 - \sin i)}$, откуда $h = \frac{V_1 t_{\text{н.в.}}(1 - \sin i)}{2 \cos i}$. Первая формула вытекает из уравнения годографа головной волны. Вторая формула взята из уравнения для времени первого вступления головной волны. Когда головная волна нелинейного вида, легче воспользоваться второй формулой, поскольку мы не можем точно выявить время t_0 . Если годограф загибается плавно, и мы не можем точно определить точку излома, тогда мы пользуемся первой формулой.

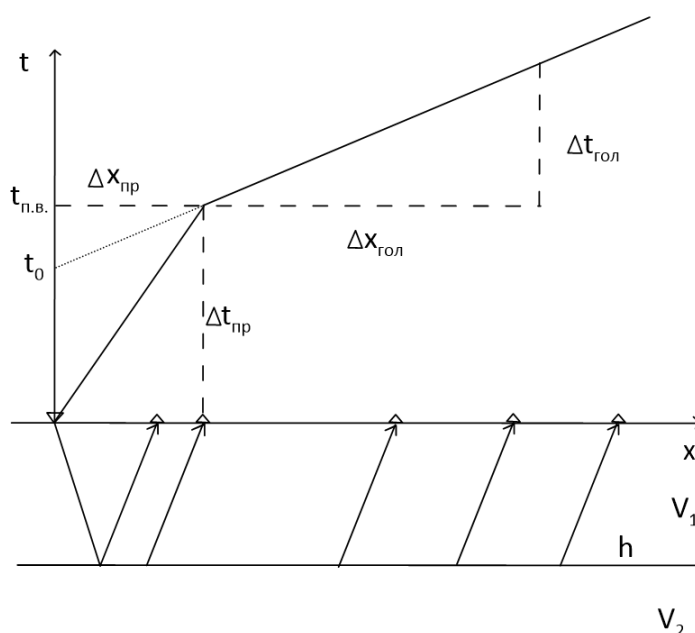


Рис.7.3. Метод t_0 для головных волн в случае горизонтальной границы

Перейдем к случаю, когда граница произвольной формы (рис.7.4). В этом случае мы не можем обойтись одним источником. Скорость в первом слое (V_1) мы так же можем найти из годографа прямой волны. А вот скорость V_2 и h мы уже не можем найти так просто. Для этого нам и нужен второй источник. Годографы будут иметь разный наклон, поскольку будут различаться кажущиеся скорости. Однако взаимное время у этих

годографов будет одно. Определим скорость V_2 (границную скорость). Построим разностный годограф, который будет рассчитываться по формуле: $\theta = t_1 - t_2 + T_{\theta 3}$, где $T_{\theta 3}$ - взаимное время. Построим его по трем точкам. В точке А $t_2 = T_{\theta 3}$, поэтому остается только t_1 . В точке В пересечения годографов $t_1 = t_2$, поэтому останется только $T_{\theta 3}$. В точке С $t_1 = T_{\theta 3}$, и точку разностного годографа несложно определить. Теперь запишем формулы для первого и второго годографов: $t_1 = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i - \varphi)}{V_1}$; $t_2 = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{(l - x) \sin(i + \varphi)}{V_1}$, где l - длина приемной линии. Поскольку производная суммы есть сумма производных, то: $\theta' = \frac{\sin(i - \varphi)}{V_1} + \frac{\sin(i + \varphi)}{V_1}$. Далее воспользуемся формулой для суммы синусов: $\theta' = \frac{2}{V_1} \sin i \cos \varphi$. Поскольку угол φ мал, то $\cos \varphi \approx 1$. Тогда, пользуясь законом Снеллиуса: $\theta' = \frac{\Delta \theta}{\Delta x} = \frac{2}{V_2}$. Отсюда несложно выразить V_2 . Таким образом, мы нашли V_1 из годографа прямой волны и V_2 из разностного годографа.

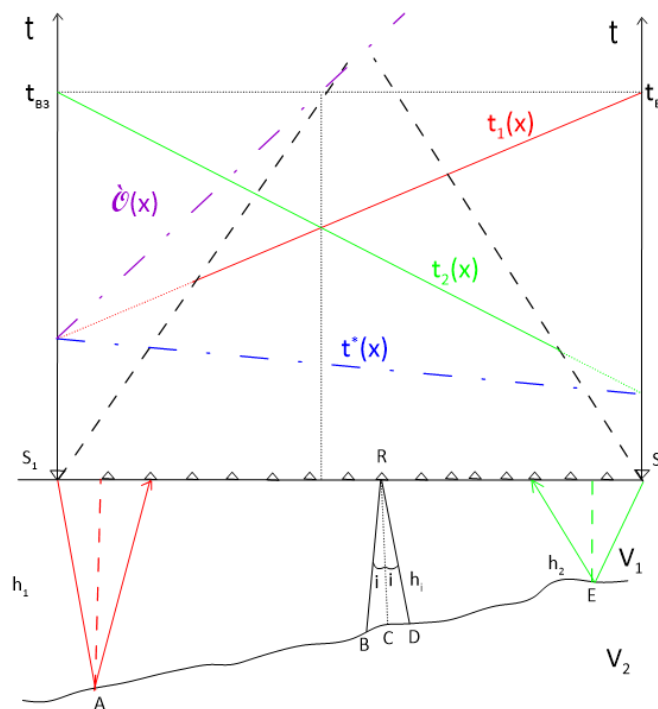


Рис. 7.4. Метод t_0 для наклонной границы

Теперь осталось найти, как меняется глубина залегания границы. Отметим точки на границе (рис.7.4). Произвольный приемник обозначим через R. В треугольнике BRD опустим высоту h_i . Эта высота будет искомой, поскольку приемник выбирался произвольно. Построим годограф также по трем точкам. Пользоваться будем теми же принципами, что и при построении разностного годографа. Представим формулу годографа немного в другом виде: $t^* = t_1 + t_2 - T_{\theta 3} = t_{S1ABR} + t_{S2EDR} - t_{S1AB} - t_{BD} - t_{DES2}$. Поскольку BRD - равнобедренный треугольник (углы выхода лучей равны i), то $BR = RD$.

Получаем: $t^* = 2t_{BR} - t_{BD}$. Подставим всё это в уравнение годографа: $t^* = 2 \frac{h_i}{V_1 \cos i} - \frac{2h_i \tan i}{V_2} = 2 \frac{h_i}{V_1 \cos i} - 2 \frac{h_i \sin^2 i}{V_1 \cos i} = \frac{2h_i \cos i}{V_1}$. В итоге получим: $h_i = \frac{t_0^* V_1}{2 \cos i}$. Поскольку годограф $t^*(x)$ задан в явном виде, то для каждого приемника мы можем определить глубину границы. Алгоритм построения границы сводится к тому, что мы для каждого приемника строим окружности с центром в источнике и радиусом, равным глубине преломляющей границы под этим источником. Искомой границей будет огибающая всех построенных окружностей. Условие о постоянстве скоростей пригодило нам тем, что мы считаем треугольник BRD равнобедренным. Кроме того, мы считаем BD отрезком только потому, что граница является гладкой. При построении мы достраивали годографы головных волн в областях, где они физически не существуют. Для того чтобы сделать это правомерно, нам понадобятся еще два источника.

Зона, где головные волны отсутствуют в первых вступлениях в сейсморазведке называется **мертвой зоной**. Если мы сделаем вынос источника на размер мертвой зоны (или больше), то получим еще один годограф головной волны в этой области. Далее, путем параллельного переноса мы совместим два годографа (получим сводный годограф) и сможем достроить годограф в мертвой зоне. Процедура параллельного переноса нагоняющего годографа с выносного пункта возбуждения к нагоняемому называется в сейсморазведке **фантомингом**.

Если в первых вступлениях мы регистрируем рефрагированные волны, то наша задача сводится к определению скоростного закона. Будем использовать *способ Чибисова*. Он основан на трех положениях. Если мы определяем скорость в некоторой точке, то она будет кажущейся. Истинная скорость будет равна кажущейся в точке максимального проникновения луча. Для того чтобы определить глубину до границы, используют формулу Чибисова: $z_{\max} = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_{\max}} \arccos \frac{V^*(x_{\max})}{V^*(x)} dx$. Если считать, что скорость по латерали неизменна (а именно такое условие накладывается на этот метод), то координата точки максимального проникновения луча будет располагаться ровно посередине интервала от 0 до x_{\max} , где x_{\max} — точка выхода луча на поверхность.

Итак, скорость мы определяем по годографу, глубину по формуле Чибисова, а координата точки максимального проникновения луча будет равна $x_{\max}/2$. В каждой точке годографа мы можем посчитать кажущуюся скорость. Она будет равна истинной в точке максимального проникновения луча, зафиксированного данным приемником. Соединив точки максимального проникновения, мы получим график, описывающий скоростной закон для данной среды. Нужно помнить, что такой скоростной закон мы можем составить только для половины приемной линии. Для того чтобы получить скоростной закон на всей приемной линии, придется еще один источник расположить в конце приемной линии. Далее можно провести интерполяцию и получить уже скоростной разрез. Для улучшения детальности построения скоростного разреза необходимо добавлять больше источников.

Лекция 8

Метод отраженных волн (часть 1)

Основным критерием применимости сейсморазведки на отраженных волнах является контраст акустических свойств в среде. В данном случае имеется в виду различие акустических импедансов.

Задачами, решаемыми МОВ, являются:

- расчленение геологического разреза осадочного чехла с целью поиска и разведки месторождений углеводородов;
- поиск и оконтуривание палеодолин;
- изучение соляных и глиняных диапиров;
- определение литологического и фациального состава горных пород и типа флюида, насыщающего поровое пространство;
- заложение нефтеэксплуатационных скважин.

Разделяют три стадии проведения работ методом МОВ: полевые работы (2D или 3D съемка), обработка полевых материалов и интерпретация. В рамках полевых работ наша задача - получить качественный набор сейсмограмм ОПВ. Основной задачей полеви́ков является:

- ✓ обеспечение проведения полевых работ;
- ✓ выбор методики;
- ✓ проведение полевых работ;
- ✓ сбор данных;
- ✓ визуальный качественный контроль: оценка отношения амплитуды полезного сигнала к шуму, частотный состав записи (и, как следствие, оценка разрешающей способности), определение кажущихся скоростей полезных волн и волн-помех.

На этом этапе геофизик должен понять, годится ли данный полевой материал для передачи на обработку.

При обработке к полученному материалу применяются многочисленные математические алгоритмы. Задача второй стадии состоит в выделении полезного сигнала. Итоговым продуктом обработки является волновой разрез во временном масштабе. На этом этапе разрабатывается граф обработки, который подразумевает под собой последовательность процедур, направленных на улучшение прослеживаемости сигнала, разрешающей способности и т.д.

Сейсмический разрез или куб передаются в отдел интерпретации, где геофизики сопоставляют данные, полученные от обработчиков и геологические данные (ГИС, бурение). Все три этапа существуют совместно друг другом.

Метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП)

Данный метод относится к одноканальным методам (одна точка записи). Одноканальная сейсморазведка применяется из-за своей простоты и дешевизны. Метод НСП чаще используется при морских исследованиях. Корабль буксирует за собой источник сейсмических колебаний (пневмопушка) и на некотором удалении - пункт приема (гидрофон или целую «гирлянду» гидрофонов). Расстояние между источником и приемников несоизмеримо меньше исследуемой глубины границы, поэтому мы считаем, что они расположены в одной точке. Источник посылает сигнал, который, отражаясь, фиксируется приемником. Считается, что один импульс соответствует одной сейсмотрассе. По мере движения судна мы каждый раз фиксируем отражение и получаем разрез (разрез t_0).

Для пересчета времени в глубину нам нужно в каждой точке значение времени поделить пополам и умножить на скорость. Таким образом, результатом НСП является временной разрез. В методе используются частоты порядка кГц, поэтому глубинность исследований является небольшой и составляет 100-500м.

У метода существуют свои плюсы и минусы:

- + простота реализации, поскольку не требуется большое количество каналов и работа производится со значительной скоростью;
- + высокая разрешающая способность по вертикали;
- нет прямой возможности вычисления скорости сейсмических волн в разрезе и, как следствие, возникают проблемы при переводе разреза в глубинный масштаб;
- многочисленные волны-помехи.

Метод георадиолокации

Этот метод также является одноканальным. Он основан на регистрации отраженных электромагнитных волн высокой частоты (МГц и ГГц) при совмещенных источнике и приемнике. Отражение электромагнитных волн от границ раздела определяется контрастом диэлектрической проницаемости.

Принцип работы этого метода аналогичен методу НСП. В качестве источника используются антенны, возбуждающие электромагнитное поле, а в качестве приемника - приемные антенны. По сравнению с глубиной залегания границы, приемник и источник являются одной точкой. Группа из этих антенн перемещается по поверхности. Сейсмический разрез в этом методе представляет собой георадарограмму.

У метода георадиолокации есть также свои преимущества и недостатки:

- + простота в использовании, большая скорость;
- + можно определять скорости сейсмических волн (эффективную скорость покрывающей толщи);
- интенсивное поле волн-помех;
- очень малоглубинный метод (первые 15-20 м);
- не применим для разрезов с высокой проводимостью (в таких разрезах электромагнитные волны быстро затухают).

Эффективная, предельная эффективная и пластовые скорости в методе отраженных волн

Эффективная скорость - это скорость, которую мы определяем по годографу отраженной (или дифрагированной) волны в предположении, что все, находящееся выше границы (дифрагирующего объекта), является однородной толщей. Для толщи, состоящей из n слоев, она вычисляется по формуле:

$$V_{эфф} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n \frac{h_k V_k}{\sqrt{1-p^2 V_k^2}}}{\sum_{k=1}^n \frac{V_k}{h_k \sqrt{1-p^2 V_k^2}}}}, \text{ где } h_k - \text{мощность } k\text{-го слоя, } V_k - \text{скорость в } k\text{-м}$$

слое, p – параметр луча отраженной волны.

Эффективная скорость не равна истинной, однако существуют способы ее перевода в пластовую скорость, например, формула Дикса:

$$V_n = \sqrt{\frac{V_{эфф.пр.n}^2 t_{0n} - V_{эфф.пр.(n-1)}^2 t_{o(n-1)}}{t_{0n} - t_{o(n-1)}}}, \text{ где } V_{пр.эфф.} - \text{предельная эффективная скорость}$$

(полагая параметр луча (p) равным нулю в формуле для эффективной скорости). Это означает, что если у нас есть две границы, то мы можем посчитать эффективную скорость для каждой гиперболы и, пользуясь формулой Дикса, пересчитать ее в пластовую. В реальности мы определяем предельную эффективную скорость (скорость вблизи источника).

Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн

Постановка задачи: по одиночному годографу отраженной волны определить глубину залегания отражающей границы и эффективную скорость покрывающей эту границу толщи.

Для определения скорости воспользуемся способом постоянной разности (рис.8.1).

Запишем формулу годографа отраженной волны для произвольной границы: $t(x) = \frac{1}{V_{эфф.}} \sqrt{x^2 + 4h^2}$. Теперь запишем эту формулу для двух точек: для точки

с координатой x от источника и для точки с координатой $x+m$: $t_1^2 V_{эфф}^2 = 4h^2 + x^2 + 4hx \sin \varphi$;
 $t_2^2 V_{эфф}^2 = 4h^2 + (x+m)^2 + 4h(x+m) \sin \varphi$. Вычтем из одного уравнения другое: $(t_2^2 - t_1^2) V_{эфф}^2 = 2xm + m^2 + 4hms \sin \varphi$. Сделаем замену: $y = t_2^2 - t_1^2$. Тогда: $y = \frac{2xm}{V_{эфф}^2} + \frac{m^2 + 4hms \sin \varphi}{V_{эфф}^2}$. В этом выражении x, y - переменные, m - расстояние между точками, φ - угол наклона границы, h - глубина залегания границы. Не сложно заметить, что мы получили уравнение прямой вида $y = ax + b$, где $a = \frac{2m}{V_{эфф}^2}$, $b = \frac{m^2 + 4hms \sin \varphi}{V_{эфф}^2}$. Далее мы можем построить график зависимости y от x . Продифференцируем полученное уравнение и возьмем приращения по y и x из графика: $\frac{dy}{dx} = \frac{2m}{V_{эфф}^2}$. Тогда легко выразить эффективную скорость: $V_{эфф} = \sqrt{2m \frac{dx}{dy}}$. В качестве m обычно берется шаг между пикетами.

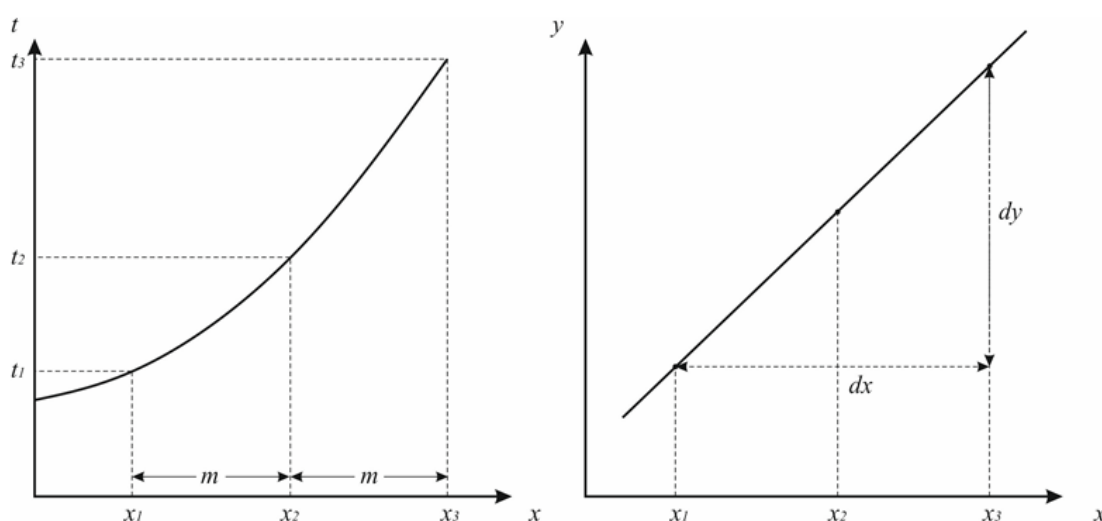


Рис. 8.1. Определение эффективной скорости по одиночному годографу отраженной волны

Таким образом, мы можем рассчитать эффективные скорости для каждой гиперболы. Исходя из этих данных, мы можем по формуле Дикса рассчитать платовые скорости для набора слоев. Нужно помнить, что для однородных изотропных слоев с постоянной скоростью различия между средней и эффективной скоростью оказывается незначительным. Это различие будет тем больше, чем более неоднородна среда и чем более существенно изменение скорости в разрезе. При этом в неоднородной среде значение эффективной скорости всегда больше средней, причем при удалении от источника значение эффективной скорости больше возрастает.

Теперь нам нужно определить глубину до искомой границы. Для этого воспользуемся **методом t_0** . В этом способе глубина до отражающей границы находится по простейшей формуле: $h = \frac{t_0 V_{ср}}{2}$. Время t_0 определяется по годографу отраженной волны, а средняя скорость предполагается равной эффективной скорости. Располагая

приемники как можно чаще, можно построить границу как огибающую окружностей с радиусами h_i и с центром в i -том приемнике.

Второй способ расчета глубины - **способ засечек** (рис. 8.2). Он основан на формуле: $r_n = V_{cp} t_n$, где r_n – радиус n окружности с центром в приемнике с координатой R_n , t_n – соответствующие времена прихода отраженной волны к n -тому приемнику. В этом способе также считается, что средняя скорость равна эффективной. Зная времена регистрации отраженной волны приемниками, мы можем построить окружности с соответствующим радиусом для каждого приемника. Эти окружности пересекутся и образуют некую область. Это будет область расположения мнимого источника. Далее мы можем соединить мнимый источник и истинный, взять середину этого отрезка и провести через эту точку перпендикуляр. Это и будет нашей искомой границей.

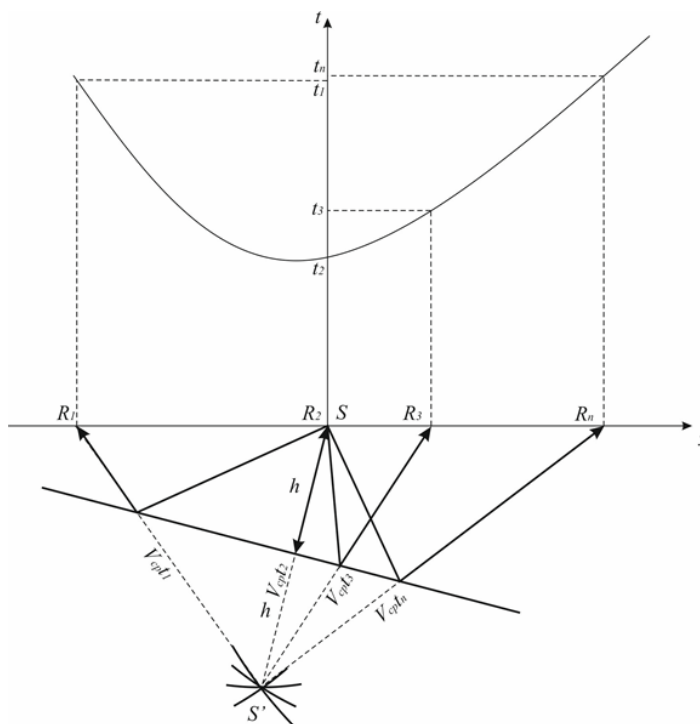


Рис.8.2. Способ засечек при построении отражающей границы

Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн

Перейдем к изучению методов многоканальной сейсморазведки.

Определим, какие сейсмограммы могут быть получены при многоканальной сейсморазведке. Во-первых, это уже знакомые нам **сейсмограммы ОПВ**. Во-вторых, если мы возьмем один пункт приема и несколько источников, то получим **сейсмограмму общего пункта приема (ОПП)**. В-третьих, мы можем зафиксировать источник и приемник на некотором удалении и эту пару перемещать с определенным шагом по профилю. Тогда мы получим **сейсмограмму общего удаления (ОУ)**. В-четвертых, мы можем зафиксировать источник и приемник на некотором удалении относительно

некоторой точки и начать разносить их с равным шагом. В этом случае отражения будут происходить от одной точки, и мы получим *сейсмограмму общей глубинной точки (общей срединной точки)*. Эти сейсмограммы *являются основными в методе общей глубинной точки (МОГТ)*.

При наклонной границы общая глубинная точка будет уже не точкой, а некоторой площадкой. Однако размер этой площадки будет много меньше разнота источника и приемника. Размер площадки рассчитывается по формуле: $\Delta x = \frac{L^2 \sin 2\varphi}{8h}$, где L - это удаление источника и приемника, φ - угол наклона границы, h - глубина залегания границы. Можно увидеть, что чем глубже залегает граница, тем меньше размер площадки. Смещение точек отражения по восстанию границы в сейсморазведке называется *сейсмическим сносом*. С помощью различных *процедур миграции* обработчики делают поправки, которые потом 'стягивают' все точки отражения в одну.

Метод общей глубинной точки

Метод ОГТ является модификацией, современным направлением многоканального метода отраженных волн. В методе применяется многократная регистрация и последующее накапливание сейсмических сигналов. В отличие от МОВ основан на суммировании (накоплении) отражений от общих участков границы при различных расположениях источников и приемников.

У этого метода есть ряд достоинств:

- + он помехозащищенный, за счет регистрации большего количества отражений от одной точки (площадки) на границе;
- + позволяет бороться с многократно отраженными волнами;
- + можем определять эффективные скорости и переходить в глубинный масштаб;
- + отличная разрешающая способность по вертикали и горизонтали, точность при структурных построениях.

Имеются также некоторые недостатки:

- самый дорогой метод;
- времязатратные и трудозатратные полевые работы, обработка и интерпретация.

Как было описано выше, мы можем получить ОГТ путем разноса источника и приемника с определенным шагом. Это очень долгий и трудозатратный процесс. Поэтому в начале получают сейсмограммы ОПВ, синхронно перемещая источник и приемники по профилю. Далее по сейсмограммам находят точки, от которых отразились несколько волн, выбирают соответствующие сейсмотрассы и составляют сейсмограмму ОГТ. Процесс отбора нужных сейсмотрасс называется *сортировкой*.

Итак, пусть у нас есть источник и несколько приемников. Будем перемещать источник, последовательно располагая его в каждом пункте приема. Если у нас всего есть 5 приемников, то в каждом случае мы получим 5 сейсмотрасс. В общем у нас будет 25 сейсмотрасс. Теперь наша задача - из 25 трасс выбрать лучи, соответствующие ОГТ. Последовательно выбирая из сейсмограмм ОПВ трассы, соответствующие ОГТ и объединяя их в одну сейсмограмму, получим сейсмограмму ОГТ. В зависимости от того, какую общую глубинную точку рассматривать, сейсмограмма ОГТ будет содержать разное количество сейсмотрасс. Количество трасс, формирующих сейсмограмму ОГТ называют **кратностью наблюдений**. Строго говоря, кратность - это количество уникальных пар источник-приемник в сейсмограмме ОГТ. Число сейсмотрасс в сейсмограмме ОГТ не может превышать количество приемников. Максимальная кратность соответствует примерно середине расстановки, а минимальная - краям.

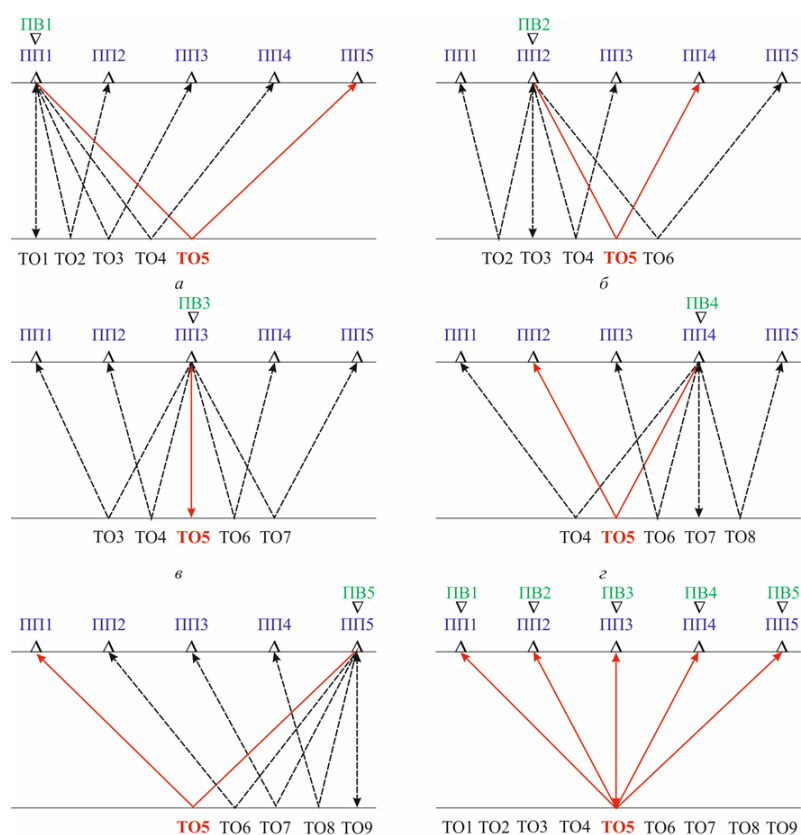


Рис.8.3. Формирование сейсмограммы ОГТ для пяти ПП и пяти ПВ

Акцентируем внимание на общепринятых обозначениях геометрии данных, полученных по методу ОГТ.

- TRACENO(N) - сквозной номер трассы. Он формируется при нумерации всех трасс от начала до конца;
- SOU_X(Y)(M) - координата источника;
- REC_X(Y)(M) - координата приемника;

- OFFSET(м) – удаление;
- CDP_X(Y)(м) - координата ОГТ;
- CDP(N)- номер ОГТ.

Кроме того, $TOTAL\ TRACES = N_s \times N_R$ - общее количество трасс есть произведение числа приемников и числа источников. $OFFSET = REC_X - SOU_X$ - удаление есть разность между координатой приемника и источника. $CDP_X = (REC_X + SOU_X) / 2$ - координата ОГТ есть полусумма координаты источника и приемника.

Пусть шаг между приемниками равен 2 м. Заполним таблицу.

Таблица 2. Формирование сейсмограмм ОПВ и ОГТ

Заголовок	ПВ1	ПВ2	ПВ3	ПВ4	ПВ5
TRACENO(N)	1 2 3 4 5	6 7 8 9 10	11 12 13 14 15	16 17 18 19 20	21 22 23 24 25
SOU_X	0 0 0 0 0	2 2 2 2 2	4 4 4 4 4	6 6 6 6 6	8 8 8 8 8
REC_X	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8
OFFSET	0 2 4 6 8	-2 0 2 4 6	-4 -2 0 2 4	-6 -4 -2 0 2	-8 -6 -4 -2 0
CDP_X	0 1 2 3 4	1 2 3 4 5	2 3 4 5 6	3 4 5 6 7	4 5 6 7 8
CDP	1 2 3 4 5	2 3 4 5 6	3 4 5 6 7	4 5 6 7 8	5 6 7 8 9

В первой строчке мы указываем последовательно номера трасс. Во второй строчке мы записываем координаты источника. Каждой трассе мы сопоставляем координату источника. Далее в третьей строке мы записываем координаты приемников (они будут везде одинаковы, поскольку занимают фиксированное положение). В четвертой строке указываем удаление, рассчитанное по формуле, приведенной выше. В пятой строке вычисляем координату ОГТ. И, наконец, в шестой строке мы указываем номера ОГТ.

Имея такое поле заголовков мы уже можем формировать произвольным образом любые сейсмограммы, рассмотренные ранее: ОПВ, ОПП, ОУ и ОГТ. Вообще, принято формировать сейсмограмму ОПВ по заголовкам SOU_X, REC_X. Для формирования сейсмограммы ОГТ нужны заголовки CDP_X и OFFSET.

Сколько будет ОГТ в расстановке? В нашем случае их 9. Их количество выражается формулой $2N-1$, где N - число ПП в расстановке.

В методе ОГТ стараются сделать равномерную кратность вдоль профиля. Для этого часто используют выносные ПВ. Например, для нашего случая необходимо сделать 4 выносных ПВ, которые будут располагаться на расстоянии равным шагу между ПП. Таким образом, мы можем повысить кратность до максимальной путем $N-1$

выносов, где N - число ПП. На самом деле $N-1$ выноса нужно сделать с каждой стороны приемной линии, чтобы повысить кратность в крайних приемниках.

Годограф ОГТ и его свойства

Пусть мы получили сейсмограмму ОПВ, потом с помощью сортировки - сейсмограмму ОГТ. Определим, какой формулой описывается годограф ОГТ. Для того чтобы это сделать, необходимо посчитать время распространения волны от произвольного источника до произвольного приемника (рис.8.4). Переменным параметром в данном случае будет не расстояние до приемника x , а удаление от источника до приемника l . Формулу легко получить: $t(l) = t_{AB} + t_{BC} = 2t_{AB} = \frac{2}{V} \sqrt{h^2 + \frac{l^2}{4}}$. Это уравнение можно привести к каноническому виду и показать, что графиком является гипербола. В случае наклонной границы: $t(l) = \frac{1}{V} \sqrt{4h^2 + l^2 \cos^2 \varphi} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{l}{V_{\text{ОГТ}}}\right)^2}$, где $V_{\text{ОГТ}} = V/\cos \varphi$. Скорость $V_{\text{ОГТ}}$ называется эффективной скоростью ОГТ. В случае горизонтальной границы $V_{\text{ОГТ}} = V_{\text{ист}}$. Взяв производную, увидим, что минимум функции достигается при $l=0$. Таким образом, минимум годографа ОГТ не смещается при наклонной границе, в то время как для сейсмограммы ОПВ минимум функции смещается по восстанию границы. Однако от угла наклона зависит скорость: чем больше φ , тем больше скорость и, соответственно, меньше угол наклона крыльев годографа ОГТ к оси абсцисс.

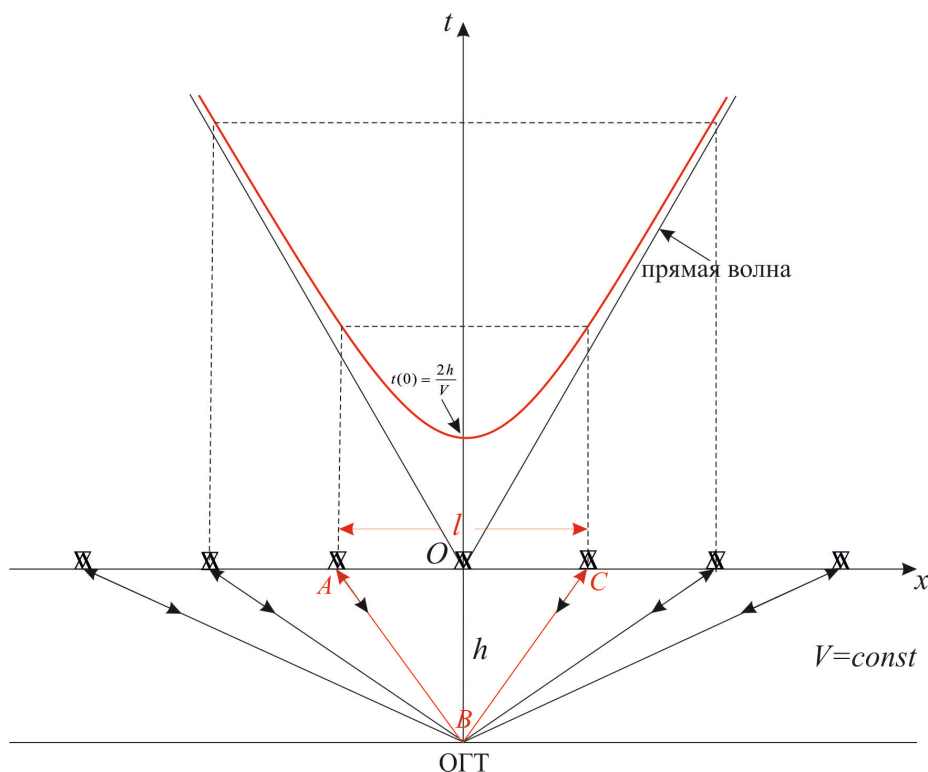


Рис.8.4. Годограф ОГТ

Лекция 9

Метод отраженных волн (часть 2). Методика сейсмических наблюдений (часть 1)

На прошлой лекции мы начали рассматривать метод общей глубинной точки. Продолжим рассматривать обработку данных МОГТ.

Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ

Первым этапом является сортировка сейсмограмм ОПВ и составление сейсмограммы ОГТ для некоторой глубинной точки. Количество трасс в сейсмограмме ОГТ будет называться кратностью. На прошлой лекции мы также получили уравнение годографа ОГТ: $t(l) = \frac{1}{V} \sqrt{4h^2 + l^2 \cos^2 \varphi}$. Он будет представлять собой гиперболу. Если внести скорость под корень, то мы получим: $t(l) = t_0^2 + (\frac{l}{V_{\text{огт}}})^2$, где $V_{\text{огт}} = V/\cos \varphi$. Если взять производную, то мы увидим, что минимум годографа отраженной волны в сейсмограмме ОГТ в отличие от сейсмограммы ОПВ не смещается в случае наклона границы. Но при этом меняется угол угла наклона годографа: чем больше угол наклона границы, тем больше будет прижиматься годограф к оси Ох.

Кратко разберем принципиальную схему обработки данных ОГТ. После сортировки сейсмограмм ОПВ следует предварительная математическая обработка сейсмограммы ОГТ. Здесь задача заключается в том, чтобы на фоне помех выделить оси синфазности отраженных волн (улучшить отношение полезный сигнал/помеха), улучшить разрешающую способность, убрать регулярные волны помехи и др. Далее вся информация поступает на **скоростной анализ**, где задача состоит в определении эффективных скоростей. После этого вводятся кинематические поправки и происходит суммирование по ОГТ. Рассмотрим эти этапы более подробно.

Скоростной анализ - процедура определения эффективных скоростей по наблюдаемым годографам отраженных волн. Программным путем перебирается множество гипербол, которые отличаются по времени и скорости. Для каждой теоретической гиперболы происходит суммирование амплитуд на реальной сейсмограмме. Каждый раз, когда теоретическая гипербола хорошо совпадает с реальной, мы получаем хорошее суммирование амплитуд. Таким образом, для каждой нашей гиперболы с определенным временем t_0 программа подбирает эффективную скорость. В итоге, мы получаем скоростной закон для конкретной среды.

Эти эффективные скорости мы определяли для того, чтобы на следующем этапе обработки ввести кинематические поправки. **Кинематическая поправка** – это временной сдвиг, который вводится в каждую трассу, формирующую сейсмограмму ОГТ, так, чтобы годограф отраженной волны трансформировался в линию, имеющую время t_0 . Формула для кинематической поправки: $t(l) = \frac{l^2}{2V^2 t_0}$, где l – удаление, V –

эффективная скорость, определяемая по годографу отраженной волны на сейсмограмме ОГТ, t_0 – время пробега сейсмической волны по нормальному лучу.

Время t_0 и удаление мы знаем, а скорость определили на предыдущем этапе. Подставив значение скорости в формулу, мы получим поправку, которую должны ввести в каждую трассу. Если скорость определена неправильно, то наша кинематическая поправка будет больше нужной, и ось синфазности переспрямится. В случае, если поправка будет меньше нужной - ось синфазности недоспрямится. Определение скорости будет напрямую зависеть от кратности: чем больше кратность, тем больше трасс и тем точнее мы определяем скорость. Если кратность небольшая, то мы можем приложить очень много теоретических гипербол, и, следовательно, разброс скоростей будет значительный. При увеличении количества трасс мы можем практически однозначно наложить нашу теоретическую гиперболу и диапазон скоростей ОГТ сузится (стянется в точку).

После ввода кинематической поправки и спрямления осей синфазности сейсмограммы ОГТ мы переходим к суммированию по ОГТ. При суммировании мы "схлопываем" нашу сейсмограмму. На выходе получим одну единственную трассу. Сигнал от полезных волн суммируется в фазе и, следовательно, усиливается.

Процедура суммирования проходит для каждой сейсмограммы ОГТ. Если теперь выстроить сейсмограммы в порядке возрастания глубинной точки, то мы получим итог обработки данных ОГТ - временной разрез. По сути, он является разрезом t_0 , поскольку после ввода кинематических поправок мы спрямили оси синфазности до времени t_0 .

Подавление многократно отраженных волн

Рассмотрим еще одну область применения МОГТ, а именно - подавление многократно отраженных волн.

Возможность подавления волн-помех в МОГТ основана на том, что у многократно отраженных волн кривизна, а, следовательно, и эффективная скорость, отличается от однократной. Рассмотрим следующий случай: разместим приемники бесконечно часто и получим после некоторых процедур обработки сейсмограмму ОГТ. Представим ситуацию, что на первой границе у нас образовалась двукратно отраженная волна, и ее время t_0 равно времени t_0 однократно отраженной волны от второй границы (рис.9.2).

Введем кинематическую поправку после скоростного анализа для соответствующих скоростей однократно отраженных волн. Тогда ось синфазности кратной отраженной волны недоспрямится, тогда как оси синфазностей однократно отраженным волн будут представлять собой прямые линии. Тогда после суммирования по ОГТ для однократно отраженных волн мы получим хороший результат, а кратная волна в основном подавится. Если бы мы ввели поправку с эффективной скоростью, соответствующей кратной волне, то результат бы получился плохим. Поэтому

обработчику очень важно правильно определить положение кратных волн и задать скорость, соответствующую однократно отраженной волне.

Дальнейшее подавление кратных волн осуществляется путем применения разных процедур (деконволюция и др.). Если не подавить кратные волны полностью, то на временном разрезе будут присутствовать их оси синфазности, которые можно ошибочно спутать с реальными границами.

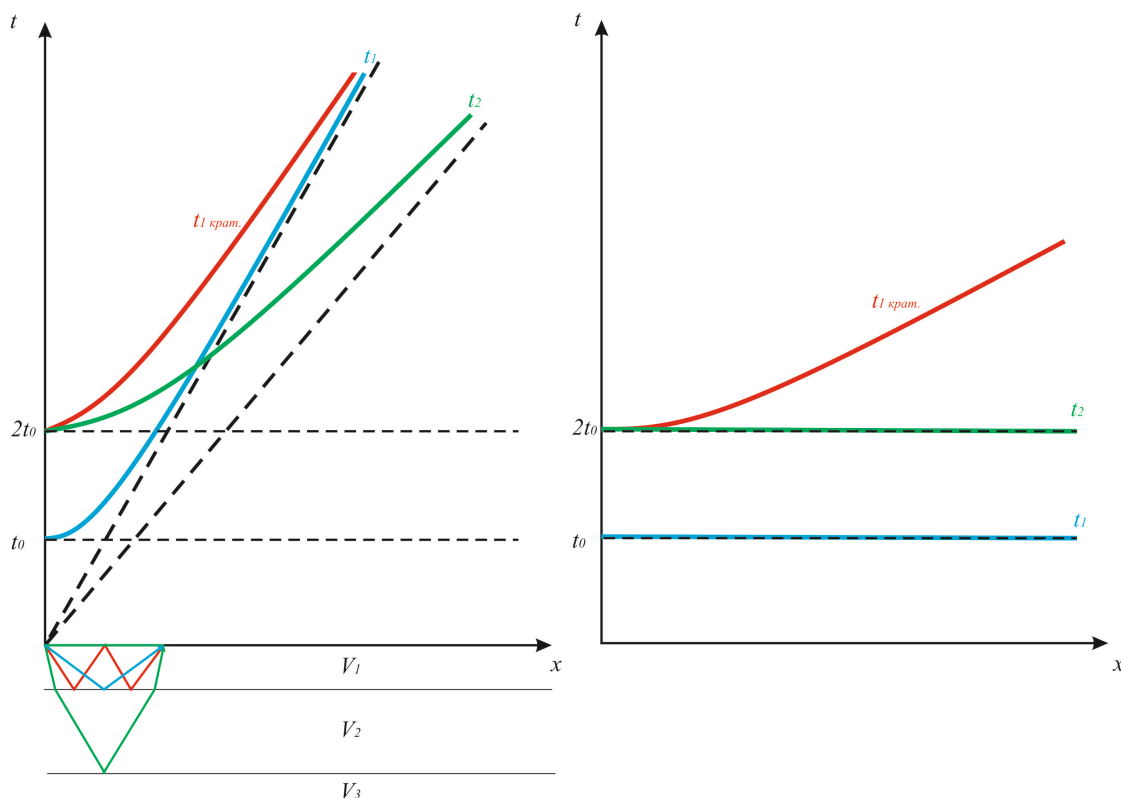


Рис.9.2. Трансформация годографов однократно (t_1 (синий годограф) и t_2 (зеленый годограф)) и двукратно отраженных волн ($t_{1 \text{ крат.}}$ (красный годограф)) после ввода кинематической поправки для трехслойной модели среды с постоянными скоростями (скорость с глубиной возрастает): а – исходные годографы отраженных волн; б – те же годографы после ввода кинематических поправок с эффективными скоростями, определенными по годографам t_1 и t_2

Методика сейсмических наблюдений

В данном разделе нам необходимо понять, что представляет из себя методика сейсмических наблюдений. Мы рассмотрим, какие бывают системы наблюдений и их параметры. В зависимости от того, насколько правильно была подобрана методика наблюдений, геологическая задача может быть решена, решена частично или не решена вовсе. Методика подбирается перед началом проведения полевых работ при помощи компьютерного моделирования. Проектирование методики сейсмических наблюдений определяется ответами на следующие вопросы:

- ✓ Каким методом проводятся сейсмические исследования?
- ✓ Какой используется тип волн?
- ✓ Где проводятся сейсмические наблюдения: на площади или вдоль линии?
- ✓ Какой шаг/количество ПП и ПВ?
- ✓ Сколько используется выносных ПВ?
- ✓ Каково взаимное расположение ПВ и ПП?
- ✓ Сколько возбуждений сигнала (накоплений) производится на одном ПВ?
- ✓ Сколько приборов находится в группе на одном ПП?
- ✓ Какие используются параметры регистрации сигнала?
- ✓ Где возбуждается сигнал: на поверхности, в воде или в скважине? Какова глубина заложения заряда?

Ответы на эти вопросы определяют **общий принцип проектирования** методики полевых наблюдений в сейсморазведке: обеспечение достаточной информативностью (возможностью прослеживания целевых регулярных волн) сейсмических записей при минимальных затратах на их получение. Здесь нужно акцентировать внимание именно на минимальных затратах, поскольку чрезмерное увеличение детальности съёмки приведет к тому, что мы, несомненно, решим задачу, но стоимость работ будет очень высокой для заказчика. Поэтому важно уметь находить золотую середину между решением задачи и стоимостью.

Системы наблюдений в сейсморазведке

Системой наблюдений (СН) называют взаимное расположение пунктов возбуждения (ПВ) и пунктов приема (ПП) колебаний. Она образуется при последовательном перемещении **базы наблюдений**, которая состоит из сейсмической расстановки и сейсмических источников. Сейсмическая расстановка (приемная линия) – это совокупность всех пунктов (точек) приема, в которых одновременно записывают колебания от единого источника. Поскольку источники и приемники приурочены к отдельным точкам пространства, общим свойством систем наблюдений является их дискретность. Системы наблюдений характеризуются:

1. **Размерностью.** Определяется пространственным расположением ПП и ПВ.
2. **Компонентностью.** Определяется количеством регистрируемых компонент волнового поля.
3. **Регулярностью.** Определяется плотностью ПП и ПВ на единицу исследуемой площади.

4. *Конфигурацией*. Определяется конкретным типом взаимного расположения ПП и ПВ.

Начнем с размерности систем наблюдения. Размерность бывает: 1D, 2D, 2.5D. 1D-сейсморазведка подразумевает под собой одноканальные методы, т.е. когда у нас есть один источник и один приемник. Сигнал бежит по границе, отражается - мы получаем одну трассу. Перемещая установку вдоль профиля, получим метод НСП. Вообще говоря, мы получаем двумерный разрез, но он представляет собой множество одномерных измерений.

2D-сейсморазведка - это уже многоканальная сейсморазведка. Съемка производится вдоль некоторого профиля. В данном случае у нас есть один источник и много приемников. Результатом 2D-сейсморазведки является разрез вдоль профиля. 2.5D-сейсморазведка (псевдо-3D-сейсморазведка) - это та же 2D-сейсморазведка, но наблюдения проводятся на параллельно расположенных профилях. Потом мы можем сделать интерполяцию между профилями и получить уже объемное изображение. Но на самом деле это не будет в полном смысле объемным изображением. Так если мы рассмотрим 3D-сейсморазведку, в которой приемники и источники располагаются на целой площади (источники перемещаются не только вдоль линий, но и ортогонально им), то в результате мы получим сейсмический куб. При 2.5D-сейсморазведке мы считаем, что все отражения и преломления происходят в плоскости профиля, однако это не так. В 3D-сейсморазведке учитываются различные углы подхода лучей, что приводит к более точному получению изображения геологической среды. Наконец, существует 4D-сейсморазведка, когда мы делаем 3D-съемку во времени (мониторинг). То есть съемка происходит при одной методике в разное время.

Второй момент - это компонентность системы наблюдения, т.е. сколько компонент мы будем регистрировать. Если мы поставим вертикальный сейсмоприемник и возбудим сигнал, то зафиксируем р-волну. На самом деле мы можем поставить три геофона, у которых оси чувствительности соответствуют осям ОХ, ОУ, ОZ. Тогда вертикальный геофон зарегистрирует р-волну, горизонтальный "х-приемник" - SV волну, и горизонтальный "у-приемник" - SH волну. Это будет уже 3С-сейсморазведка. Однако мы также можем возбуждать в источнике три компоненты. В этом случае мы получим 9С-сейсморазведку. При морских наблюдениях фиксируют еще одну компоненту - давление воды.

Регулярность системы наблюдения определяется равномерностью покрытия ПВ и ПП нашей площади исследования. Неравномерное положение ПВ может быть связано с застройкой территории, природными условиями и др.

Конфигурация системы наблюдения определяется тем, как именно у нас располагаются ПВ и ПП друг относительно друга. Самый простой случай - когда ПВ совпадают с ПП. Однако так бывает не всегда. Взрывные линии могут располагаться на расстоянии, параллельно ПП. Чаще всего бывает так, что линии ПП будут ортогональны

линиям ПВ. Для двумерной сейсморазведки существуют такие конфигурации, как крест, кирпич, зигзаг. Все эти конфигурации позволяют получать материалы разного качества. Это связано прежде всего с геологией, топографией и др.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке

Перейдем к параметрам систем наблюдений в сейсморазведке.

1. Расстояние l от пункта приема до пункта возбуждения – удаление или дистанция (*offset*): $l = x_{nn} - x_{пв}$; 3D-сейсморазведка: $l = \sqrt{(x_{пп} - x_{пв})^2 + (y_{пп} - y_{пв})^2}$

2. Длина расстановки L , содержащей N пунктов приема: $L = (N - 1)\Delta x_{пп}$

3. Координата средней точки (МОГТ): $x_{ост} = \frac{x_{пп} + x_{пв}}{2}$

4. Шаг ОГТ по координате x (горизонтальная граница): Среди параметров систем наблюдений рассмотрим минимальный набор сл.8

Большее число параметров будет рассматриваться в других курсах.

Начнем с шага между ПП. Выбор шага ПП выбирается из следующих соображений:

1. Возможность фазовой корреляции полезной волны;
2. Требуемая детальность исследований;
3. Требуемая точность определения скоростей.

Фазовая корреляция волн от трассы к трассе осуществляется по совокупности динамических и кинематических признаков:

- подобие формы сигнала от трассы к трассе;
- плавное изменение амплитуды (уменьшение) коррелируемой волны по мере удаления от источника;
- плавное изменение видимого периода коррелируемой волны по мере удаления от источника.

При слишком большом шаге ПП мы не можем провести фазовую корреляцию. Если мы будем ставить приёмники слишком часто, то профиль будет отрабатываться очень долго. Считается, что временные подвижки волнового пакета не должны превышать половины видимого периода. Таким образом, шаг между ПП должен быть меньше либо равен произведению кажущейся скорости на половину видимого периода. Чтобы фазовая корреляция не вызывала трудностей, шаг наблюдений выбирается минимальный, рассчитанный для самой высокочастотной волны с наименьшей

кажущейся скоростью. В малоглубинной сейсморазведке шаг между ПП равен примерно 1-5м, а в большой сейсморазведке примерно 25-50 м.

Шаг между ПП влияет на детальность разреза. Если мы будем ставить приемники часто, то детальность будет хорошая. Это определяется тем, что чем больше у нас приемников и чем чаще они стоят, тем больше лучей мы будем "ловить" и тем плотнее они будут проходить через нашу среду. В общем случае считается, что для обнаружения достаточно "подсечь" наш объект тремя точками на годографе, а для детального картирования - пятью. Для того чтобы узнать, сколько точек достаточно, для картирования того или иного объекта пользуются моделированием, и с помощью него решают прямую задачу.

Третий момент, на который влияет шаг между ПП - это точность определения кажущихся скоростей. При разном определении кажущейся скорости, мы получим разные глубины и, соответственно, разные разрезы. Особенно важно это для залегания мелко залегающих границ.

Рассмотрим, как определяется шаг между пунктами возбуждения и их количество. Шаг ПВ выбирается из следующих соображений:

1. Минимальное необходимое количество годографов в МПВ для выбранного способа интерпретации. Так, если мы работаем с головными волнами, то нам необходимо четыре ПВ: два обычных и два выносных;
2. Требуемая детальность исследований. Так при увеличении ПВ мы лучше просвечиваем нашу среду;
3. Прослеживание целевой волны вдоль профиля. 1

Количество ПВ также зависит от поставленной задачи: если нам нужно откартировать границу, то нам можно взять меньше ПВ, чем если бы нам необходимо было определить карстовую полость или небольшую аномалию. В МОВ количество ПВ влияет на кратность наблюдений. Если у нас есть несколько преломляющих границ, тогда в первых вступлениях мы увидим сначала прямую волну, потом головную от первой границы, затем головную от второй границы. Если задача - откартировать первую границу, то нам нужно расположить ПВ так, чтобы годограф головной волны прослеживался на большее расстояние.

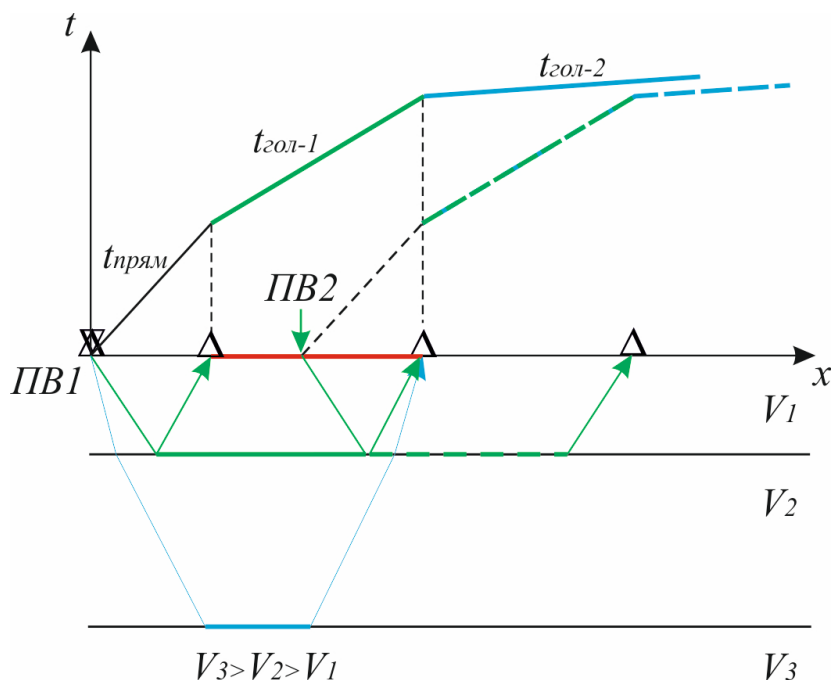


Рис.9.3. Выбор шага ПВ для непрерывного прослеживания головной волны от кровли второго слоя (зеленая граница) для системы нагоняющих географов

Выносные ПВ. Количество и положение на профиле выносных ПВ выбирается из следующих соображений:

1. Необходимость достраивания географов головных волн в «мертвой» зоне в МПВ на головных волнах;
2. Увеличение длины географов в МОВ и МПВ;
3. Увеличение кратности в МОВ-ОГТ на крайних каналах.

Количество выносных пунктов возбуждения в МПВ равно числу изломов на географе первых вступлений. Расстояние выноса равно (может быть больше) размеру «мертвой зоны» для целевой головной волны (рис.9.4).

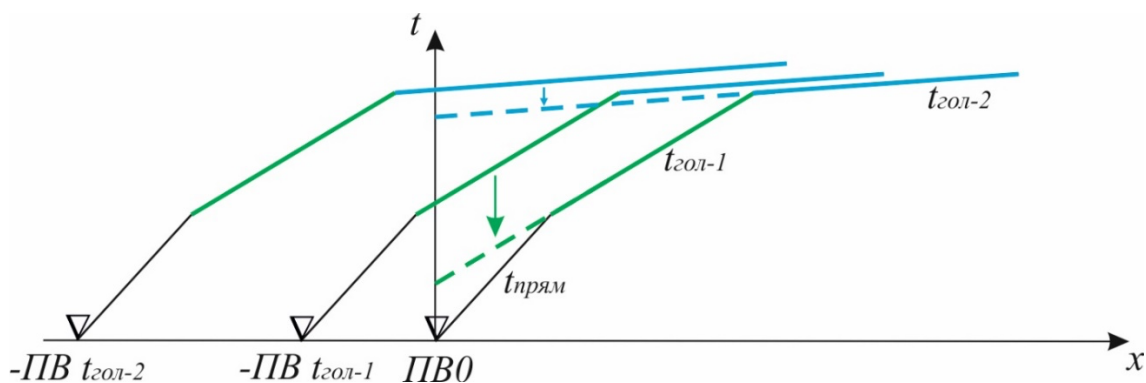


Рис.9.4. К выбору количества выносных ПВ и их положения при регистрации в первых вступлениях головной волны в МПВ

Выносы в МОВ нужны для увеличения кратности на крайних каналах. Кроме того, в сейсморазведке с помощью выносных ПВ увеличивают длину годографа, которая в свою очередь влияет на глубинность исследования. На практике приемная линия ограничена, поэтому часто переносят приемную линию для увеличения длины годографа. Глубинность сейсмических исследований МПВ при регистрации в первых вступлениях рефрагированных волн составляет $1/3-1/10$ от длины годографа. Глубинность МОВ составляет порядка $1-1.5$ от длины годографа. Кроме длины годографа на глубинность, несомненно, влияют свойства самой среды.

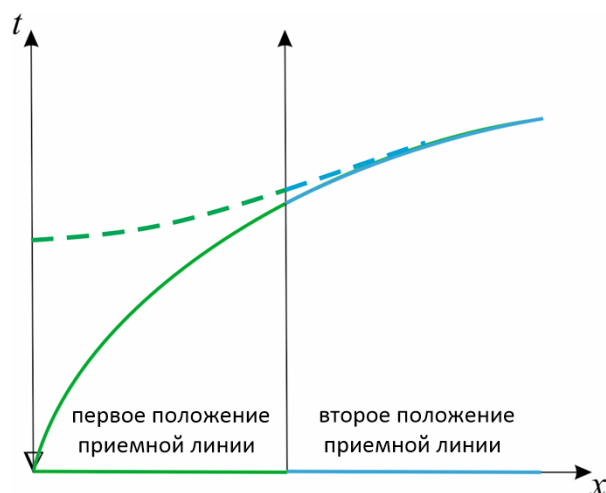


Рис.9.5. Увеличение длины годографов отраженных (пунктирная линия) и преломленных (сплошная линия) волн с помощью выносного ПВ

Количество накоплений сигнала. Возбуждение сигнала n раз на одном и том же ПВ позволяет увеличить отношение амплитуды полезного сигнала к амплитуде случайной помехи на сейсмической записи после суммирования между собой всех сейсмограмм в \sqrt{n} раз. В большой взрывной сейсмике количество накоплений равно 1, в малоглубинной мы стучим кувалдой много раз. С помощью накоплений при суммировании сейсмограмм мы можем бороться с шумами, поскольку они будут суммироваться не в фазе в отличие от регулярных волн.

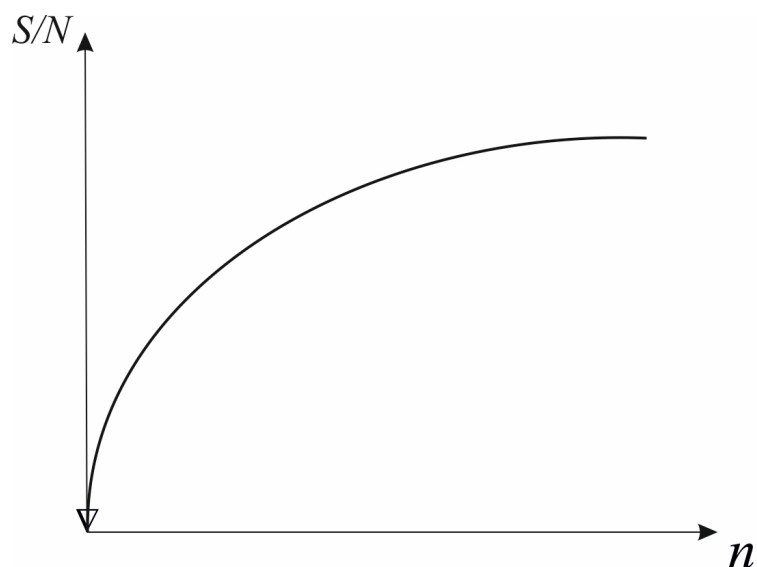


Рис. 9.6. Зависимость отношения S/N от числа накоплений n

Определение типа волн определяется задачами исследования. Например, при картировании уровня грунтовых вод лучше использовать продольные волны, поскольку они бегут как по скелету, так и по флюиду.

Лекция 10

Методика сейсмических наблюдений (часть 2). Сейсмическая аппаратура (часть 1)

Тип сейсмических волн

Выбор типа сейсмических волн – поперечных (SH и/или SV) или продольных, определяется задачами исследований. Если работы проводятся на поперечных волнах, то обычно используется методика **разнонаправленных ударов**. Поперечные волны возбуждаются в двух направлениях (плюс/минус), т.е. смещения грунта направлены в разные стороны. В этом случае мы получим две трассы, на которых Р-волны будут иметь одинаковые фазы, а S-волны – противоположные. После получения двух трасс производится их вычитание. В этом случае продольные волны будут подавляться, а поперечные усиливаться.

Параметры регистрации

Рассмотрим еще один параметр, относящийся к методике съемки. Есть два параметра, которые необходимо задавать оператору перед началом проведения полевых работ: **время регистрации (длина записи)** и **шаг оцифровки (квантования)**.

Начнем с времени регистрации. Задача сводится к тому, что нужно определить время, в течение которого будет осуществляться запись сейсмического события. Длина записи должна быть больше максимального времени прихода целевой волны на крайних каналах, по крайней мере, в 2 раза.

Второй параметр, который мы задаем с самого начала – это шаг оцифровки по времени и амплитуде. Рассмотрим, что представляет собой шаг оцифровки по времени. Сигнал, поступающий на сейсмостанцию с сейсмоприемника, приходит туда в аналоговой форме в мВ или В. Оцифровка происходит путем снятия отсчетов амплитуд сигнала с каким-то шагом по времени. Далее с помощью АЦП сигнал переводится в двоичный код и по этому коду восстанавливается. Безусловно, полученный сигнал не идеально повторяет исходный, причем чем чаще мы снимаем значения амплитуд с меньшим шагом дискретизации, тем лучше восстанавливаем сигнал. Однако бесконечно уменьшать шаг дискретизации мы не можем, поскольку наш выходной файл будет весить слишком много, так как каждая точка имеет некоторый размер в байтах. Поэтому существует **теорема Котельникова**, которая объясняет, какой шаг дискретизации нужно выбрать, чтобы не потерять полезную информацию. В любом случае, мы не можем полностью восстановить сигнал с помощью оцифровки. Особенно это касается высокочастотной составляющей.

Сейсморазведочная аппаратура и техника

В геофизике очень важно выбрать правильную аппаратуру, которая позволит получить качественный полевой материал. Поэтому на сейсморазведочную аппаратуру,

используемую для получения первичного материала (в основном, это сейсмограммы ОПВ), накладывается большое количество требований:

- надежность при динамических воздействиях и в условиях экстремальных температур;
- быстрая обработка большого количества информации без ее искажения;
- портативность;
- легкость обслуживания в полевых условиях;
- безопасность;
- экологичность.

В этой лекции мы последовательно рассмотрим четыре узла сейсморазведочного канала: источники, приемники, сейсмические косы и сейсмические станции.

Источники сейсмических колебаний

Источник упругих колебаний - устройство, осуществляющее механическое воздействие на геологическую среду. К любому источнику предъявляются следующие требования:

- воздействие на геологическую среду должно быть достаточно сильное, чтобы принять полезные сейсмические волны от глубоких границ и на больших удалениях. Чем мощнее источник, тем от больших глубин мы будем получать информацию о геологическом строении;
- воздействие на геологическую среду должно быть кратковременным, чтобы обеспечить возможность фазовой корреляции сейсмических сигналов от трассы к трассе, а также разделения отраженных сигналов от соседних границ (импульсный источник – длительность излучаемого сигнала меньше видимого периода колебаний);
- возможность накопления сигнала;
- экологичность;
- безопасность.

Взрывные источники. До недавнего времени самым распространенным источником колебаний был взрыв взрывчатых веществ. Взрывчатые вещества (ВВ): динамит, тринитротолуол (ТНТ), порох, реже газовые смеси. Взрыв осуществляется в скважинах с глубиной забоя ниже подошвы ЗМС. При возбуждении сигнала с помощью взрыва неизбежно образуется область, где породы полностью разрушаются, область, где породы разрушены частично и, наконец, область, где выполняется закон Гука. При возбуждении поперечных волн обычно выкапывают некоторый шурф, и заряды

размещают у стенок шурфа. Обычно взрывы используются в большой сейсмике. Для этого бурится специальная скважина, глубина забоя которой может быть разной, но стараются, как правило, пройти через зону малых скоростей (ЗМС). Мощность взрыва также выбирается в зависимости от исследуемой глубины. В нефтегазовой сейсмике масса динамита составляет от 500 г до 2.5 кг. При глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ) для исследования глубин до мантии (70-100 км) используется масса взрывчатого вещества, достигающая порядка 1 тонны. В СССР во время проведения Большой геологической съемки использовали подземные ядерные взрывы. У этого источника есть свои преимущества и недостатки:

- + мощность;
- + импульсный источник;
- + самый высокий КПД среди всех источников;
- экологичность;
- безопасность;
- нет возможности накопления.

Вибрационные источники. Следующий по популярности среди источников - это *вибрационный источник*. Вибрационные источники - тип поверхностных источников, которые обеспечивают кратковременные воздействия на среду, повторяющиеся с большой частотой. Время воздействия – от нескольких сек до нескольких десятков сек. Толкающее воздействие вибратора близко к массе транспортного средства. Возбуждение сигнала может быть двух видов. Во-первых, устройство может «стучать» сначала медленно, а затем всё быстрее и быстрее. Тогда будет получаться *восходящий свип-сигнал*. Во-вторых, можно наоборот «стучать» сначала очень быстро, а затем медленно. Это будет *нисходящий свип-сигнал*. *Свип-сигнал* – сигнал с меняющейся частотой, генерируемый в источнике. При прохождении свип-сигнала через среду, мы получаем *виброграмму*. Она, вообще говоря, не читаема, поскольку представляет собой интерференционную картину большого количества волн. Но если мы возьмем взаимнокорреляционную функцию виброграммы и свип-сигнала, то после свертки этой функции мы получим *кореллограмму*. Она уже является сейсмограммой, по которой можно определять и интерпретировать сейсмические волны. У этого метода есть свои преимущества и недостатки:

- + мощность;
- + безопасность;
- + экологичность;
- + накопление;
- + группирование;

- поверхностные волны;
- прохождение волн через ЗМС;
- дороговизна (от 30 млн. руб/шт.).

Источники типа «падающий груз». Следующий тип источников - *источники типа "падающий груз"*. Наибольшее применение они нашли в малоглубинной сейсморазведке, где для возбуждения упругих волн используется обычная кувалда массой 5-10 кг. Мощность источника (масса кувалды) неизбежно влияет на спектр возбуждаемых колебаний. Чем больше масса кувалды, тем ниже частота. Возбуждение происходит путем удара кувалдой по металлической платформе (плашке), установленной на поверхности земли. Для достижения больших глубин используют специализированные источники (например, ESS-200). Этот источник имеет свои преимущества и недостатки:

- + дешевизна;
- + транспортабельность;
- + накопление;
- + поперечные волны;
- + экологичность;
- малая мощность.

Пневмопушки. Перейдем к источникам морского типа. *Воздушные пушки (пневмопушки или англ. air gun)* - тип морских сейсмических источников, основанных на генерации упругих колебаний в воде путем резкого выброса сжатого воздуха в воду (P -до 15МПа) из камер объемом 0,5-3 л. Есть несколько камер, куда закачивается воздух под большим давлением. В момент работы поршень резко отводится и воздух под большим давлением выбрасывается из камер. Образуется газовая полость, которая расширяется до тех пор, пока давление внутри воздушного пузыря не сравняется с давлением воды. После этого система начинает "схлопываться", и это продолжается до тех пор, пока система не "развалится". Этот источник имеет ряд преимуществ и недостатков:

- + безопасность;
- + экологичность;
- + группирование;
- малая мощность (~200-300 кДж);
- пульсация пузыря, как следствие - образование кратных волн-помех.

Водяные пушки. Примерно такой же принцип действия реализован в водяных пушках. В *водяных пушках* (англ. water gun) возбуждение упругой волны достигается путем выброса в окружающую водяную толщу воды под высоким давлением. Этот источник работает как насос: сначала он закачивает воду, закрывает клапан, далее вода сжималась и выбрасывалась. Образуется упругая волна без пульсации пузыря, однако мощность этого источника совсем мала.

Электроискровые источники. Еще один тип источников - *электроискровые источники (спаркеры)*. Они используются в основном при скважинной сейсморазведке, но также применяется и в морской. Он основан на преобразовании электрической энергии в акустическую за счет быстрого нагревания воды протекающим через нее электрическим током высокого напряжения (сотни вольт – сотни киловольт). $E < 100$ кДж. Существенным недостатком этого источника является его небезопасность, поскольку при неправильном обращении можно получить смертельный заряд.

Газодинамические источники. Существуют также *газодинамические источники*. В них используется энергия взрыва газовой смеси (пропан-бутан-кислород) в специальной замкнутой камере с поршнем. Эти источники уже ушли в прошлое, поскольку они небезопасны.

Пороховые источники. При малоглубинных исследованиях применяются также другие источники. В них возбуждение волны в земле осуществляется за счет энергии расширения газов при горении пороха. В пороховых ружьях используется патрон без пули. При использовании порохового ружья в начале с помощью мотобура бурится скважина (1-1.5 метра), она прочищается, туда помещается ружье стволом вниз и производится выстрел.

Электромагнитные источники. Кроме того, существуют электромагнитные источники. *Электромагнитные источники* («Енисей», «Геотон») в своем составе имеют мощные электромагниты и преобразовывают электрическую энергию в механическую. В этом источнике используются мощные магниты, которые притягивают ударную массу, а потом "выстреливают" ей. Либо используются разнонаправленные электромагнитные поля. В этом случае в платформе возбуждается вторичное поле противоположное первичному, и происходит движение платформы в сторону грунта.

Пьезоэлектрические источники. Основой пьезоэлектрических источников являются керамические пьезоэлектрические элементы, которые в ответ на возбуждение электрическим импульсом излучают очень короткий высокочастотный акустический импульс небольшой мощности. Это очень слабые источники.

Спектральный состав. Обратим внимание на частотный состав источников. В зависимости от вида источника частотный состав нашей записи будет разным. При землетрясениях частоты сейсмических колебаний составляют порядка 0.01-0.1 Гц. При взрывных источниках диапазон частот шире: от 20 до 100 Гц. Вибратор позволяет получать еще более широкий диапазон частот: от 10 до 120-150 Гц. С помощью кувалды

можно получать частоты порядка 50-140 Гц. Среди морских источников самым низкочастотным является пневмопушка (50-300 Гц), а самым высокочастотным - индукционный источник (1000-10000 Гц).

Приемники сейсмических колебаний

После того, как мы возбудили сигнал, наша задача - принять его и перевести колебания грунта в электрический сигнал. Для наземных работ используют геофоны, а для морских - гидрофоны. Для сейсмоприемников должны выполняться следующие требования:

- ☐ надёжность;
- ☐ возможность группирования;
- ☐ идентичность сигналов по фазе и амплитуде;
- ☐ возможность регистрации мало и высокоамплитудных сигналов;
- ☐ низкий уровень собственных шумов;
- ☐ небольшая масса;
- ☐ большой диапазон рабочих температур.

История сейсмоприемника началась в 132 г.н.э., когда китайским ученым Чжан Хэном был изобретен китайский сейсмограф, который позволял фиксировать сейсмические события. Его устройство было следующее: вокруг специальной чаши располагались "драконы", во рту каждого "дракона" был металлический шарик, внутри сосуда был подвешен стержень. Когда маятник наклонялся, из головы "дракона" выпадал шарик, и люди слышали звук падающего шара. Это был своеобразный сигнал о приближающемся землетрясении.

Наземные приемники (геофоны). Появление электродинамического сейсмографа неразрывно связано с именем Б.Б. Голицына. Принцип работы сейсмографа Голицына применяется до сих пор. Рассмотрим, на чем основан принцип работы современного геофона.

Электродинамические сейсмоприемники (геофоны) - устройства, способные преобразовывать механические колебания грунта в электрический сигнал. Колебательные движения корпуса сейсмоприемника и магнита внутри катушки согласно закону Фарадея, приводят к появлению в катушке индукционной ЭДС. Смысл в том, что если мы возьмем проводник (катушку), поместим его в постоянное магнитное поле и будем перемещать в этом поле, то в витках катушки возникнет электродвижущая сила. Устройство геофона достаточно простое: есть штырь, магнит и катушка, подвешенная на пружине. Когда волна подходит снизу, катушка начинает колебаться в постоянном магнитном поле, что приводит к возникновению электродвижущей силы, которую уже

можно измерить на выходе. Амплитуда сигнала будет пропорциональна скорости смещения катушки.

Все сейсмоприемники делятся на два типа: вертикальные и горизонтальные. В зависимости от взаимного расположения катушки и магнита сейсмоприемники могут иметь вертикальную и горизонтальную ось чувствительности. Пространственную избирательную способность сейсмоприемников регистрировать сейсмические колебания изображают в виде *диаграмм направленности*. Они представляют собой зависимость эффективной чувствительности сейсмоприемников от величины угла между направлением перемещения инертной массы и фактическим направлением вектора смещения (скорости смещения) частиц грунта.

Фактически, мы регистрируем проекцию, которая легко вычисляется по формуле: $u = u_0 \cos \beta$, где u_0 – вектор максимальной амплитуды смещения, β – угол между направлением перемещения инерционной массы и направлением вектора смещения. Обычно вертикальные приемники используются для регистрации продольных волн, а горизонтальные – для поперечных. В нефтегазовой сейсморазведке обычно используются трехкомпонентные сейсмоприемники, т.е. есть три геофона: вертикальный и два горизонтальных. Это делается для того, чтобы фиксировать полный вектор возмущений.

Гидрофоны. Перейдем к рассмотрению гидрофонов. *Пьезоприемники (гидрофоны)*, погруженные в воду, реагируют на изменение давления воды при прохождении сейсмической волны с образованием на поверхности прибора электрических зарядов (пьезоэффект). Внутри приемника есть пьезоэлемент. Они бывают в виде пластин либо в виде цилиндров. Одни приемники реагируют на сжатие, другие – на изгиб. Такие приемники обычно используют группой – объединяют в сейсмические косы. Диаграмма направленности пьезоприемника будет представлять собой пространственную сферу – колебания будут регистрироваться со всех сторон. Рассмотрим основные параметры сейсмоприемников.

Чувствительность (В/см/с) – характеристика, количественно показывающая процесс преобразования колебательных движений корпуса прибора (частиц грунта) в величину напряжения на выходе прибора. Она определяется числом витков в катушке и скоростью изменения в ней магнитного поля. **Амплитудно-частотная характеристика (АЧХ)** сейсмоприемника показывает, как колебательная система сейсмоприемника изменяет сигнал на его входе, т.е. определяет, как зависит амплитуда регистрируемых сигналов на выходе от их частоты на входе. **Собственная частота (Гц)** сейсмоприемника – частота свободных колебаний системы, определяется

жесткостью пружины K и массой M подвижного элемента: $f = \sqrt{\frac{K}{M}}$.

Сейсмические косы

Итак, мы смогли преобразовать механические колебания грунта в электрический сигнал. Сейсмические приемники подсоединяют к сейсмическим косам. **Сейсмическая коса** – специальный провод, передающий электрический сигнал с выходов сейсмоприемников на регистрирующую аппаратуру (сейсмостанцию). У сейсмических кос есть канальность – количество сейсмоприемников, которые мы можем подсоединить. В инженерной сейсморазведке число каналов равно 24, в большой сейсмике число каналов может достигать нескольких сотен. Выходы сейсмических кос подсоединяются к сейсмическим станциям. Таким образом, сейсмическая коса представляет собой многожильный кабель и на один сейсмоприемник отдается два провода. Косы также характеризуются длиной между каналами (шагом). Сейсмические косы подключаются к сейсмостанциям. Современная большая сейсморазведка постепенно отходит от использования сейсмических кос, поскольку передача аналогового сигнала по кабелю, вообще говоря, не очень хорошая идея, поскольку сигнал подвергается воздействию внешних факторов (промышленных помех). По мере использования кабель изнашивается, и в него может попадать влага, что приводит к появлению различных наводок.

Все это ведет к тому, что современные станции предложили использовать *телеметрические системы*, которые позволяют оцифровывать сигнал непосредственно вблизи ПП, что приводит к минимизации искажения сигнала. Этот модуль передает сигнал на аккумулярующие модули по сети wi-fi, которые в свою очередь передают информацию на сейсмостанцию. Либо же информацию может собирать человек, который с компьютером находится вблизи геофона. В результате получаем сейсмограмму, минуя использование сейсмических кос.

Лекция 11

Сейсмическая аппаратура (часть 2)

Сейсмические станции

На прошлой лекции мы рассмотрели источники и приемники сейсмических колебаний. От каждого канала будут идти два провода, по которым информация будет поступать на регистрирующую аппаратуру – сейсмические станции. В сейсмической станции находится каскад усилителей, задача которых - усилить аналоговый сигнал. Далее сигнал подвергается фильтрации - в основном в сейсмостанции встроены фильтры низких частот (пропускают низкие частоты). Наконец, сигнал поступает на АЦП.

Все эти элементы часто объединены в платы. Одному каналу обычно соответствует одна плата. На выходе к сейсмостанции подсоединяется ПК, где сейсмическая запись визуализируется.

Наша задача - понять, как работает сейсмическая станция. Будем рассматривать случай, когда к сейсмической станции подсоединена сейсмическая коса, по которой идет аналоговый электрический сигнал.

Оцифровка по времени

В АЦП оцифровка сигнала происходит в два этапа: сначала оцифровывают по времени, потом - по амплитуде. Шаг дискретизации по времени будет определять точность восстановления сигнала после оцифровки. Как именно нужно оцифровывать сигнал по времени, чтобы на выходе получить сигнал с наименьшим искажением? В теории сигналов ответ на это дает *теорема Котельникова*, которая утверждает, что частоту оцифровки нужно выбрать в 2 раза больше максимальной частоты сигнала. Выбор шага дискретизации по этой формуле позволяет восстановить все составляющие гармонического сигнала с частотами вдвое меньшими частоты квантования. Поскольку реальный сигнал ограничен по времени, а его амплитудный спектр бесконечен, то оцифровать все частоты невозможно.

Это приводит к тому, что результатом оцифровки частот сигнала равных или больше половины частоты дискретизации: $f_N = \frac{1}{2} f_{kv}$ - **частоты Найквиста**, является *альясинг-эффект*, приводящий к появлению на записи *зеркальных частот*. Если мы будем оцифровывать сигнал реже, чем с частотой Найквиста, то получим синий график. Это и есть альясинг-эффект: когда на нашей записи после оцифровки появляются низкочастотные компоненты, спектр которых не имеет никакого отношения к реальности.

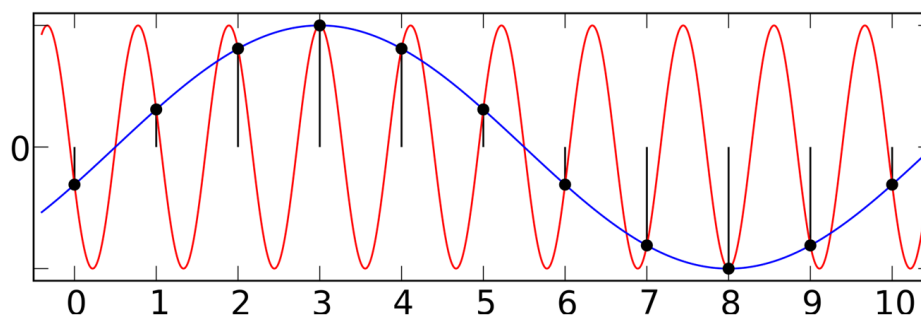


Рис.11.1. Альясинг-эффект

На практике для сигналов конечной длительности, обладающих граничной частотой, шаг дискретизации по времени должен быть: $\frac{1}{\Delta t_{\text{КВ}}} = f_{\text{КВ}} \geq 4f_{\text{гр}}$. Граничная частота определяется как частота, где достигается уровень спектра $S(f_{\text{гр}}) = 0.7S(f_{\text{max}})$. Пусть у нас есть полезный сигнал с максимальной частотой 250 Гц. В этом случае шаг дискретизации по времени должен быть 1 мс.

Что будет происходить, если в спектре присутствует частота больше, чем частота Найквиста. Пусть есть два сигнала с частотой 50 и 200 Гц. Будем оцифровывать их с периодом 4 мс. Этом случае частота квантования будет 250 Гц. Частота Найквиста будет равна 125 Гц. Для сигнала 50 Гц условие дискретизации выполняется: частота 50 Гц меньше частоты Найквиста. Значит, проблем с оцифровкой этого сигнала не будет. А вот с 200 Гц сигналом будут возникать проблемы, связанные с появлением зеркальных частот. Происходит зеркальное отображение этой частоты в левую часть спектра ровно на 75 Гц. То есть частота 200 Гц отобразится относительно частоты Найквиста влево на 75 Гц. И так, если мы оцифровываем частоту, заведомо большую частоты Найквиста, которая в свою очередь зависит от нашего выбора частоты дискретизации, то мы получим в спектре своего сигнала паразитные частоты, зеркальные относительно частоты Найквиста. То есть выходной спектр будет заведомо искаженным относительно исходного. Для этого как раз в сейсмостанциях ставятся фильтры низких частот (антиальясинговые фильтры), у которых частота среза совпадает с частотой Найквиста. Частота среза устанавливается программным путем после установления оператором частоты дискретизации.

Таким образом, для того чтобы задать частоту дискретизации, нам нужно представлять, какие частоты мы ожидаем от сигнала. Обычно сейсморастведчики знают, какой диапазон частот следует ожидать от полезного сигнала. Так, в большой сейсморастведке, полезные частоты редко превышают диапазон 60-80 Гц.

Оцифровка сигнала по уровню

Теперь наша задача - для каждой точки квантования снять амплитуду сигнала. Существуют разные способы оцифровки по уровню. Рассмотрим один из самых популярных - *способ взвешивания*. Он происходит путем последовательного сравнения уровня сигнала, который мы хотим оцифровать с неким эталонным уровнем. При

оцифровке по амплитуде уровень непрерывного сигнала представляется конечным числом отсчетов, которые в АЦП кодируются числом двоичного кода. Точность определения амплитуды будет зависеть от разрядности станции: чем больше разрядов, тем точнее.

Способ взвешивания показан на рис.11.2. Амплитуда исходного сигнала равна 22.4 В. Разрядность равна 5, следовательно, максимально возможная для оцифровки амплитуда равна 32 В. Далее происходит сравнение сигнала с эталонной амплитудой (2^n , где n - разряд) и записывается двоичный код, соответствующий полученной амплитуде.

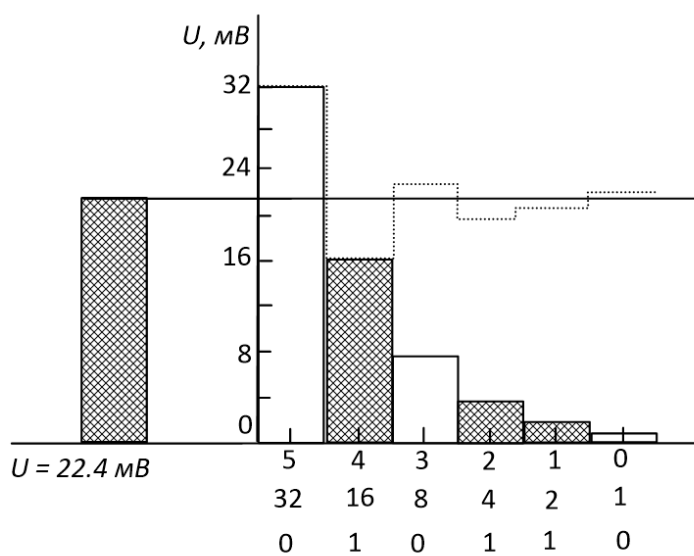


Рис. 11. 2 Оцифровка по амплитуде способом взвешивания

Возможность оцифровывать амплитуды, большие или маленькие, определяется динамическим диапазоном станции. Динамический диапазон (Дб) устройства определяет минимальный A_{min} и максимальный A_{max} уровень сигнала, при котором он будет зарегистрирован без искажения: $D = 20 \times \lg \frac{A_{max}}{A_{min}}$.

Современные сейсмические станции имеют порядка 24 разрядов. Если сигнал настолько высокий, что не может быть оцифрован, то будет происходить "срезание" уровня сигнала линией, соответствующей максимальной возможной для оцифровки амплитуде (процесс клипирования).

Рассмотрим некоторые другие характеристики сейсмостанций:

- быстродействие – определяет время, необходимое для оцифровки одного отсчета;
- разрядность – определяет динамический диапазон сейсмостанции;
- канальность – определяет максимально возможное количество каналов, которые одновременно могут быть подключены к данной станции.

Наконец, когда мы оцифровали наш сигнал, то наша задача - записать его на жесткий диск компьютера. В малоглубинной сейсморазведке обычно используются полевые ноутбуки, в большой сейсмике - это достаточно серьезные ПК с большой скоростью и мощностью. Есть два формата записи: *мультиплексный* (повременной) или *демультиплексный* (потрассный). В первом случае трассы записываются следующим образом: сначала записывается первый отсчет по времени для каждой трассы, потом второй отсчет для всех трасс, третий и т.д. В итоге формируется файл. Во втором варианте сначала происходит запись всех отсчетов первой сеймотрассы, потом второй, третьей и т.д. В обоих случаях наша запись будет визуализирована, различие состоит только в заголовках файлов, внутренней структуре и размере.

Самые популярные сейсмостанции в малоглубинной сейсморазведке - это SGD-SEL, ЭЛЛИСС-3, Лакколит 24-М4. Всё это *линейные станции*, то есть используют сейсмические косы. На сейсмостанции ЭЛЛИСС-3 можно увидеть два разъема для сейсмических кос: каждый для 24 каналов. Кроме того, присутствует кнопка включения, разъем для аккумулятора. Все сейсмостанции питаются обычно 12В аккумулятором. Также присутствует разъем USB для передачи данных из станции на компьютер уже в цифровом виде.

Помимо этого, на сейсмостанциях присутствует разъем "ЗАПУСК" или "СИНХРОНИЗАЦИЯ". Если у нас есть расстановка и ПВ, то наша задача - "объяснить" сейсмостанции, что произошло возбуждение. Для этого как раз используется канал синхронизации. Синхронизация используется двух видов. Первый вид - *проводной*, т.е. когда на ПВ ставится обычный проводной геофон. В момент удара или взрыва этот приемник сотрясается и передает сигнал по проводам, подключенным к разъему "СИНХРОНИЗАЦИЯ". Вторая система - *беспроводная*. Существует две антенны - передающая и приемная. Сигнал о возбуждении передается по радиоканалу. Более надежным считается использование проводной системы, однако он не лишен недостатков. Как вообще можно синхронизировать сейсмостанцию и ПВ. Существует три направления в этом отношении:

- *по размыканию;*
- *по замыканию;*
- *по обнаружению.*

В последнем варианте как раз используется сейсмоприемник, установленный возле сейсмостанции. Если уровень сигнала превышает заданный нами порог, то станция начинает работать. Способ "по замыканию" основан на том, что один провод цепляется на боек кувалды, а второй - на металлическую плашку, по которой происходит удар. Способ "по размыканию" используется во взрывной сейсморазведке, когда детонирующий шнур обматывается вокруг шашки и в момент подрыва происходит размыкание цепи.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
Л Е К Ц И И У Ч Е Н Ы Х М Г У