

**КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ
ЦЕНТР ДОПОЛНИТЕЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ МЕНЕДЖМЕНТА
КАЧЕСТВА И МАРКЕТИНГА**

Степанов Андрей Владимирович

**УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
К КУРСАМ ПОВЫШЕНИЯ КВАЛИФИКАЦИИ
«ПОЛЕВОЙ ЭТАП ПОЛУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ»**

КАЗАНЬ, 2013

*Печатается по решению Редакционно-издательского совета
ФГАОУВПО «Казанский (Приволжский) федеральный университет»*

*Учебно-методической комиссии Института геологии и нефтегазовых технологий
Протокол №6 от 22 июля 2013 г.*

*заседания кафедры геофизики и геоинформационных технологий
Протокол №7 от 7 июня 2013*

*Автор-составитель
А.В. Степанов*

*Рецензенты
доцент кафедры геофизики и геоинформационных технологий Д.И. Хасанов
начальник информационно-аналитического центра ТГРУ ОАО «Татнефть»
В.Б. Либерман*

Степанов А.В. Полевой этап получения сейсмических данных: Учебно-методическое пособие к курсам повышения квалификации «Петрофизика и геофизика в нефтяной геологии».-Казань: Казанский университет, 2013.- 35 с.

В пособии изложены основные положения теории распространения сейсмических волн в слоистых средах и процесс получения сейсмической информации, включая применяемые на производстве системы наблюдения, принцип возбуждения и приёма упругих волн, а также функциональная схема телеметрической системы сбора данных.

Рассчитано на слушателей курсов повышения квалификации для геологов нефтяной отрасли. Может использоваться при подготовке бакалавров Института геологии и нефтегазовых технологий специальности 020700.62 Геология.

© Степанов А.В. Институт геологии и нефтегазовых технологий, 2013.

© Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2013.

Оглавление

Введение.....	4
1. Распространение сейсмических волн в неоднородных средах....	4
2. Методы и модификации сейсморазведки.....	15
3. Системы наблюдений при выполнении сейсморазведочных работ	21
4. Современная сейсморегистрирующая аппаратура и оборудование.....	26
Рекомендуемая литература.....	33

ВВЕДЕНИЕ

Обычно геолог-нефтяник работает с временными разрезами и структурными картами. Но сам процесс получения этих сейсмических материалов остаётся неясным, часто «вещью в себе». Цель данного методического пособия – отразить ряд важных, ключевых моментов полевого этапа получения этих материалов. В первом разделе рассмотрены необходимые теоретические положения сейсморазведки, которые используются в модуле 2 «Современные сейсмические методы в нефтегазовой геологии». В последующих разделах пособия приведены принципы классификации сейсмических методов, введены понятия и особенности типовых систем наблюдения, а также принципы функционирования и современное положение в области аппаратного обеспечения сейсморазведки. При этом в силу определённых ограничений на объём учебно-методических пособий и отсутствие возможностей цветной репродукции рисунков в данных изданиях все иллюстрации вынесены в компьютерную презентацию по теме 2.1 «Полевой этап получения сейсмических данных» (версия 4). Поэтому указанная презентация является неотъемлемой частью данного пособия, и они должны изучаться совместно.

В списке литературы в минимальном объёме представлены учебники и монографии, которые можно рекомендовать для ознакомления заинтересованному слушателю курсов при изучении модуля по сейсморазведке.

Данное учебно-методическое пособие может использоваться бакалаврами по направлению «Геология» при изучении общего курса «Сейсморазведка».

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Сейсмический метод основан на изучении процесса распространения волн в геологической среде, представляющей собой переслаивание горных пород. Горные породы с некоторым приближением можно рассматривать как упругие среды. Поэтому распространение сейсмических волн зависит от упругих свойств горных пород. Рассмотрим некоторые положения теории упругости, необходимые для понимания процесса распространения сейсмических волн.

Некоторые положения теории упругих волн и колебаний. Размеры и форма любого твёрдого тела изменяются при приложении сил к поверхности данного тела. Внешние силы противоположны по своему действию внутренним силам, которые препятствуют изменению размеров и формы. Поэтому, когда перестанут действовать внешние силы, твёрдое тело будет стремиться принять свой первоначальный вид. Жидкость сопротивляется лишь изменениям объёма, но не сопротивляется изменению формы.

Упругость – свойство тел изменять форму и размеры под действием нагрузок и самопроизвольно восстанавливать исходную конфигурацию при прекращении внешних воздействий (Физическая энциклопедия, 1988).

Теория упругости рассматривает силы, которые приложены к внешней поверхности тела. Взаимосвязь между прилагаемыми силами и изменениями размеров и формы наиболее точно выражается через **напряжения** и **деформации**.

Напряжение – это внутренняя сила, приложенная к элементарной площади тела, уравнивающая действие окружающей упругой среды и отнесённая к единице площади. Если данная сила перпендикулярна к площади, то это – нормальное напряжение. Когда сила направлена по касательной к элементарной площади, возникает напряжение сдвига. Силу, действующую в произвольном направлении относительно элементарной площади, можно разложить на компоненты, параллельные и перпендикулярные к элементарной площади, т.е. разложить на **нормальное** и **сдвиговое** напряжения.

Предположим, что к упругому телу приложена система внешних сил. Вырежем малый прямоугольный элемент объёма – параллелепипед – внутри напряжённого тела в декартовой системе координат X, Y, Z (рис.1). Он имеет шесть граней, на которые действуют напряжения. Каждое из этих напряжений можно разложить на компоненты. Чтобы форма и размер параллелепипеда после извлечения его из упругой среды не изменились, следует к каждой его грани приложить такую силу, которая оказывала бы на него такое же действие, как удалённая часть упругой среды. Выберем две грани $OABC$ и $DEFG$ перпендикулярные к оси X . Символом σ обозначим компоненты напряжения. σ_{xy} означает напряжение, параллельное оси X , действующее на грань, перпендикулярную оси Y . Таким образом, нормальному напряжению соответствуют два одинаковых нижних индекса (например, σ_{yy}), а сдвиговому – два различных индекса (например, σ_{yx}).

При статическом равновесии три компоненты σ_{xx} , σ_{yx} , σ_{zx} , действующие на грань $OABC$ (рис.1), должны быть равны и противоположны по знаку соответствующим компонентам противостоящей грани $DEFG$. Аналогичные взаимосвязи должны быть на остальных четырёх гранях. Поскольку параллелепипед уравновешен, суммарный момент сил должен быть равен нулю и, следовательно, $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$.

Деформациями называют изменения размеров или формы упругого тела, либо его частей, возникающие под действием напряжений.

Рассмотрим проекцию элементарного параллелепипеда, выделенного в упругом теле, в плоскости XY . Она представляет собой четырёхугольник $ABCD$ (рис.2). Предположим, что при воздействии напряжений точка A смещается в положение A' , образуя компоненты смещения u и v . Если другие точки B , C , D смещаются на то же расстояние, что и A , четырёхугольник смещается как единое целое на величины u и v . В этом случае не происходит изменения ни формы, ни размера. Значит, деформация отсутствует. Если

компоненты u и v различны для этих точек, то четырёхугольник изменит размер и форму, т.е. произойдёт деформация.

На практике изменения u и v незначительны по сравнению с dx и dy . Тогда можно допустить, что и слагаемые $(\partial u/\partial x)$, $(\partial u/\partial y)$ и т.д. настолько малы, что их квадраты и произведения можно не принимать во внимание.

Поскольку длина стороны АВ возрастает на величину $(\partial u/\partial x)dx$ и стороны АС — $(\partial v/\partial y)dy$ (рис. 2), то параметры $\partial u/\partial x$ и $\partial v/\partial y$ характеризуют относительное приращение длины по осям X и Y. Следовательно, это – нормальные деформации ε_{xx} и ε_{yy} . При возникновении напряжений прямой угол в точке А (рис.2) уменьшается в плоскости XY на величину

$$(\delta_1 + \delta_2) = (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y). \quad (1)$$

Поэтому она является мерой изменения формы среды и называется деформацией сдвига $\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx}$.

Кроме того, под воздействием этих напряжений элементарный параллелепипед поворачивается в плоскости XY по часовой стрелке на угол

$$(\delta_1 - \delta_2) = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y) \quad (2)$$

вокруг оси Z. Но этот параметр $\theta_z = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)$ не обуславливает изменения размера или формы, т.е. не является деформацией.

Для трёхмерного пространства введём компоненты смещения (u,v,w) условной точки $A(x,y,z)$. В этом случае можно также ввести элементарные **нормальные** и **сдвиговые** деформации. Помимо этих деформаций тело может испытывать **простой поворот** вокруг трёх осей.

Для того, чтобы рассчитать деформацию при известных напряжениях, необходимо знать характер связи между напряжением и деформацией. Такая связь описывается законом Гука. В общем случае этот закон характеризуется сложными выражениями. Однако в области геологической среды, удалённой от источника сейсмических волн, где действуют слабые напряжения, и, приписывая геологической среде свойства абсолютной упругости и изотропности, пренебрегают второй и высшими степенями деформации и получают закон Гука в относительно простой форме:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}, \quad i=x,y,z \quad (3)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij}, \quad i,j = x,y,z, \quad i \neq j \quad (4)$$

Величины λ и μ известны как **константы Ламэ**, Δ – дилатация (изменение объёма в расчёте на единичный объём), ε – деформация. Как видно, он устанавливает, что величина деформации прямо пропорциональна напряжению, которое её обуславливает. Если (4) представить в форме $\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} / \mu$, то становится ясным, что μ является мерой сопротивления тела деформации сдвига и называется модулем сдвига. Кроме констант Ламэ применяются и другие **константы упругости**. Упругие свойства изотропной среды определяются в каждой точке двумя упругими константами. Причём различные пары констант связаны между собой.

Таким образом, изучение различных, сложных видов деформаций можно свести к исследованию этих двух основных видов.

Упругие объёмные волны. Выше упоминалось, что всякая деформация элементарного объема упругой среды может рассматриваться как результат наложения двух деформаций – деформации объема и деформации формы. Это разделение имеет большое значение, так как с каждым из этих видов деформаций связан особый тип упругой волны, распространяющейся со скоростью, присущей только ей. В безграничной упругой среде могут существовать два типа волн: **продольная волна** и **поперечная волна**. Продольные и поперечные волны, возбужденные внешними силами, действующими в некоторой ограниченной области среды, с течением времени наблюдаются во все более удаленных от нее точках: передаваемые ими деформации последовательно захватывают весь окружающий объем среды. Поэтому продольные и поперечные волны объединяются понятием объёмных волн

Продольная волна несет с собой только деформации объема т.е. соответствует изменениям дилатации Δ . Она обозначается символом **P** в связи с тем, что на сейсмограммах землетрясений волны этого типа обычно образуют первое (prima) вступление. Если в среде, через которую распространяется продольная волна, выделить небольшой параллелепипед и рассматривать его изменения, то мы заметим, что углы между его гранями не изменяются, тогда как его объем с течением времени, меняется. Вследствие этого в той области упругой среды, через которую проходит продольная волна, возникают перемежающиеся зоны растяжения и сжатия. Частицы среды при этом совершают колебания вокруг своего первоначального положения в направлении, совпадающем с направлением распространения волны.

В зонах растяжения частицы удаляются друг от друга (рис.3) (параллелепипеды растягиваются). В зонах сжатия они, наоборот, сближаются (параллелепипеды сжимаются). С течением времени зона сжатия переходит в ту часть упругой среды, где в предшествующий момент находилась зона растяжения, а там, где была зона сжатия, возникает зона растяжения.

Скорость распространения продольной волны – это скорость распространения данной зоны сжатия или растяжения в упругой среде.

Поперечная волна связана с деформациями формы, поэтому элементарные параллелепипеды не испытывают изменения объёма и искажаются лишь углы между их гранями. Происходит как бы скольжение элементарных объёмов упругой среды относительно друг друга. При этом частицы совершают колебания в направлении, перпендикулярном направлению распространения волны (рис.4). Она обозначается символом **S**, поскольку такие волны, как правило, наблюдаются вторыми (seconda) на сейсмограммах землетрясений

При сравнении V_p и V_s можно установить, что $V_p/V_s > \sqrt{2}$. В жидкостях $\mu = 0$, поэтому S-волны в них не распространяются.

Основные особенности распространения волн в упругих средах. Кратковременное колебание частиц при прохождении волны происходит в каждый момент времени внутри некоторой области среды. Она ограничена двумя замкнутыми поверхностями, делящими пространство на три части: внутреннюю сферу радиусом $r_{вн}$, в котором возмущения, вызванные источником, уже прекратились; сферический слой с внутренним радиусом $r_{вн}$ и толщиной Δr , в котором возмущения существуют; наружную область радиусом $r_{внеш}$, до которой возмущения ещё не достигли.

*Поверхность, отделяющая область с существующими колебаниями от той, которой волновые возмущения ещё не достигли, называется **передним фронтом волны**.*

По мере распространения волны фронт ее занимает в последовательные моменты времени различное положение в среде. Таким образом, каждому положению фронта может быть приписан определенный момент времени, t_1, t_2, \dots, t_i . Чтобы иметь возможность различать положения фронта волны в различные моменты времени, вводят понятие об **изохронах**.

Изохроны – это поверхности, с которыми фронт волны совпадает в различные моменты времени.

Каждая изохрона характеризуется определенным значением времени t . Через каждую точку той области среды, в которой распространяется волна, проходит одна или несколько изохрон. Совокупность изохрон, принадлежащих данной волне, называют семейством изохрон. Изображая семейство изохрон на чертеже, можно составить представление о временах пробега волны до различных точек рассматриваемой области среды. Понятие об изохронах используется для интерпретации материалов сейсморазведки.

В некоторых случаях удобнее для изучения распространения волн пользоваться понятием лучей, как обычно поступают в геометрической оптике.

Лучами называют такие кривые (или прямые) линии, которые в каждой точке составляют прямой угол с изохронами.

Лучи представляют собой траектории, вдоль которых происходит распространение волны. В однородной среде лучи являются отрезками прямых.

В связи со сложным распределением упругих свойств в геологической среде, которая в общем случае не поддается математическому описанию, в сейсморазведке прибегают к аппроксимации сред некоторыми упрощенными **моделями**. Аппроксимация является необходимой предпосылкой решения прямых и обратных задач сейсморазведки и основой геологической интерпретации сейсморазведочных данных.

Понятие модели конкретного объекта в сейсмометрии включает следующие характеристики: макроструктуру, внутреннюю структуру и распределение упругих свойств (Козлов, 2006). **Макроструктура** характеризует геометрическую форму объекта, **внутренняя структура** – пространственное взаимоотношение слагающих его слоёв или зон. Реальные геологические среды с

учётом их особенностей по отношению к любому типу волн Р или S можно приближённо описать совокупностью моделей. Достаточно простой и в то же время часто используемой особенно на начальных этапах интерпретации является модель неоднородной среды.

Неоднородной является среда, в разных точках которой её физические свойства неодинаковы при одинаковых давлении и температуре.

В рамках неоднородной среды можно выделить:

- *Слоисто-однородную* модель среды, которая состоит из совокупности однородных пластов (сред) с различающимися значениями физических свойств.
- *Непрерывную* или *градиентную* модель среды, физические свойства которой представляются гладкими непрерывными функциями пространственных координат.
- *Слоисто-непрерывную* модель среды, которая состоит из сочетания непрерывных сред со скачками физических свойств на их контактах.
- *Слоисто-однородно-непрерывную* модель среды, которая состоит из непрерывных и однородных сред со скачками физических свойств на их контактах.

При интерпретации сейсмических данных применяют также и другие математические модели, важнейшие из которых указаны ниже.

Изотропная – это среда, свойства которой не зависят от направления распространения волны.

Анизотропная – это среда, локальные свойства которой закономерно изменяются при изменении направления распространения волны. Анизотропия свойств определяется упорядоченностью внутреннего строения среды.

Поглощающая – это среда, в которой часть упругой энергии колебаний необратимо затрачивается на преодоление вязкого сопротивления и рассеяния (диссипацию) на микрон неоднородностях среды (Козлов, 2006).

Сплошная – это непрерывная среда, сколь угодно малая часть которой обладает свойствами целого. В сплошной среде все характеристики вещества (плотность, скорость и др.) являются непрерывными функциями пространственных координат и времени всюду, кроме особых линий (границ) и поверхностей (Авиация: Энциклопедия, 1994).

Дискретная – это среда, обладающая свойством прерывности. Прерывность означает «зернистость», дискретность пространственно-временного строения и состояния геологической среды и составляющих её объектов. Она обеспечивает возможность существования сложного, внутренне дифференцированного строения геологической среды. Дискретность в геологии основывается на делимости и определённой степени внутренней дифференцированности среды в её развитии, а также на относительно самостоятельном существовании составляющих её устойчивых элементов (Большая советская энциклопедия, 1969).

лопедия, 1978). К дискретным средам, например, относят трещиноватые, насыщено-пористые и т. п. среды.

Понятие сейсмической границы вводится в неоднородных средах, что обусловлено наличием в ней контактов между различными геологическими телами. Они (границы) являются основным объектом изучения при сейсмических исследованиях.

Сейсмической границей является поверхность раздела геологических тел, различающихся своими упругими или плотностными свойствами при их достаточной протяжённости (Боганик, 2006).

Для образования на поверхности контакта сейсмоволн её минимальные поперечные размеры должны быть не меньше первой зоны Френеля. При этом сейсморазведка сталкивается с двумя типами сейсмических границ: отражающей и преломляющей.

Отражающей границей является поверхность контакта сред, отличающихся своими акустическими жесткостями.

Отражающие границы в геологической среде соответствуют: литологическим границам, эрозионным срезам, перерывам в осадконакоплении (в этом случае сейсмическая граница приобретает статус хроностратиграфической), зонам разуплотнения, в том числе интенсивной трещиноватости и разрывных нарушений; поверхностям интрузивов, соляных тел; границам водонефтегазового контакта в породах коллекторах. Отражающие границы характеризуются степенью дифференциации упругих и плотностных свойств (интенсивностью), резкостью, гладкостью и устойчивостью.

Интенсивность границы определяется акустическим контрастом двух соприкасающихся сред и количественно характеризуется величиной коэффициента отражения (A_{pp} , A_{ps} , A_{ss}).

Резкость границы определяется характером изменения упругих параметров (рис.5). Если скорости или акустические жесткости изменяются на границе скачкообразно, то она называется *резкой* или *1-го рода*. Если упругие свойства изменяются постепенно (градиентная среда), то граница называется *нерезкой* или *2-го рода*. На такой границе скачкообразно будет изменяться градиент скорости по нормали к сейсмической границе. В общем случае между двумя однородными слоями может залегать переходная толща, мощностью меньше длины волны. Тогда граница называется *транзитивной*. Примеры резких границ: контакт пород разного литологического состава, зеркало грунтовых вод; нерезких границ: поверхность кор выветривания, границы в песчано-глинистой толще.

Гладкость характеризует способность границы отражать когерентные волны, а не рассеянные в различных направлениях колебания (Боганик, 2006). *Гладкими* считаются границы, локальные радиусы кривизны которых значительно больше или значительно меньше длины падающей на неё волны. *Шероховатыми* называют границы, локальные радиусы кривизны которых соизмеримы с длиной падающей волны. На таких границах помимо зеркальной

составляющей волнового поля отражённых волн (т.е. подчиняющихся закону отражения геометрической сейсмоки) образуется также незеркальная составляющая – дифрагирующие на неровностях границы волны.

Устойчивость границы определяется стабильностью её свойств по простиранию. Устойчивым границам соответствуют отражённые волны с подобной, стабильной формой колебания, что является очень важным для надёжной её корреляции на этапах обработки и интерпретации сейсмической информации.

Сейсмическая граница, на которой возникает головная (синоним – преломлённая) волна вследствие скольжения вдоль неё проходящей волны, называется преломляющей границей.

Для образования головной волны (рис.21) необходимо, чтобы скорость в подстилающем границу пласте была больше чем в вышележащей толще, т.е. преломляющая граница является скоростной (Метод преломл., 1990).

Преломляющие границы также характеризуются интенсивностью, резкостью, гладкостью и устойчивостью. Однако интенсивность в данном случае определяется относительным скачком скорости на границе, а не перепадом акустической жёсткости.

Процесс отражения и преломления волн. Рассмотрим случай, когда существуют два пласта **I** и **II** большой мощности, соприкасающиеся вдоль плоской границы **R** (рис.7). Пусть скорости продольных и поперечных волн в пласте **I** равны V_{p1} и V_{s1} соответственно, в пласте **II** скорости этих волн примем соответственно равными V_{p2} и V_{s2} .

Предположим, что в пласте **I** распространяется упругая волна, которую назовем падающей. В зависимости от типа связанных с нею деформаций, она может быть продольной или поперечной волной. В случае, когда падающая продольная волна P_1 достигнет границы **R**, происходит ее отражение и преломление. За счет энергии падающей волны образуются вторичные волны. К их числу относятся отраженные волны — продольная P_{11} , и поперечная P_1S_1 и проходящие волны — также продольная P_{12} и поперечная P_1S_2 . Отраженные волны распространяются в пласте **I**, проходящие волны в пласте **II**. На рис. 7 изображены лучи падающей, отраженных и проходящих волн.

Таким образом, на границе **R** каждая падающая волна возбуждает четыре вторичных волны. Две из них имеют тот же тип (продольная или поперечная), что и падающая волна, и называются монотипными. Две другие имеют тип, отличающийся от падающей волны, и называются обменными волнами. При отражении и преломлении волны изменяется направление фронта и лучи изламываются.

Рассмотрим теперь зависимость между амплитудами отраженной и падающей волн вблизи границы **R**. Пусть a_p — амплитуда падающей продольной волны P_1 , a_{pp} — амплитуда отраженной продольной волны P_{11} , a_{ps} — амплитуда отраженной поперечной волны P_1S_1 . Величины

$$A_{PP} = a_{PP} / a_P, \quad A_{PS} = a_{PS} / a_P \quad (5)$$

называют коэффициентами отражения.

Коэффициенты отражения сложным образом зависят от угла падения α , скоростей и плотностей в средах, прилегающих к границе **R**. В случае так называемого нормального падения, когда луч перпендикулярен к границе **R** коэффициенты отражения имеют значения

$$A_{PP} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}, \quad A_{PS} = 0 \quad (6)$$

Величину $\gamma = \rho V$ называют волновым сопротивлением или акустической жесткостью среды. Из уравнений (6) видно, что отраженная волна образуется при условии

$$\rho_1 V_{P_1} \neq \rho_2 V_{P_2}. \quad (7)$$

Следовательно, отраженные волны образуются на границах, разделяющих пласты с различным волновым сопротивлением. Такие границы называют отражающими. Чем больше различие волновых сопротивлений по обе стороны от отражающей границы, тем больше амплитуда отраженной от нее волны. При $|A| > 0,3$ при нормальном падении волны граница считается *сильной*, при $|A| < 0,1$ называют *слабыми*, с промежуточными значениями – *средними* (Боганик, 2006). Большинство сейсмических границ относятся к слабым. В качестве примера таких границ можно указать: границы между литологическими комплексами внутри терригенных или карбонатно-гидрохимических толщ, границы внутри кристаллического фундамента. К сильным границам относятся поверхности контактов известняков, песчаников, эффузивов с рыхлыми терригенными породами; кровля кристаллического фундамента под толщей песчано-глинистых пород.

Из формулы (6) следует, что при нормальном падении ($\alpha = 0$) возникает только монотипная отраженная волна. Обменная отраженная волна образуется на отражающей границе, когда угол падения отличен от нуля.

Рассмотрим процесс преломления волн. Закон преломления (закон Снеллиуса):

$$\frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{\sin \beta}{V_2}. \quad (8)$$

Угол β называют углом преломления. Из закона преломления следует, что после преломления луч может или отклоняться в сторону границы раздела, или приближаться к ее нормали. В первом случае угол преломления больше угла падения, а во втором — угол преломления меньше угла падения.

Для сейсморазведки особый интерес представляет так называемое явление полного внутреннего отражения, когда луч проходящей волны скользит в среде **II** вдоль границы раздела (рис.9). Это явление может иметь место только тогда, когда скорость V_2 в среде **II** больше скорости V_1 в среде **I**.

Угол падения $\alpha = i$, при котором угол преломления равен 90° , называется критическим углом или **углом полного внутреннего отражения**.

Согласно формуле (8), он может быть определен из соотношения

$$\sin(i) = \frac{V_1}{V_2}, \quad (9)$$

так как именно при выполнении этого условия $\sin \beta = 1$ и, следовательно, $\beta = 90^\circ$. Когда угол падения α приближается к критическому или превосходит его, как правило, наблюдается резкое изменение коэффициентов отражения и прохождения. При этом форма колебаний в отраженной и проходящей волнах отличается от формы колебаний, наблюдаемых в падающей волне.

Дифракция волн. Если на пути волны встречается непроницаемая преграда, то позади нее не образуется правильной геометрической тени, а наблюдается некоторое возмущение, обогнувшее преграду, называемое дифрагированной волной.

Явление огибания волной препятствия называется дифракцией.

Дифрагировать могут все типы упругих волн. Изохроны дифрагированных волн могут быть легко построены на основании принципа Гюйгенса. При этом следует рассматривать каждую точку преграды в качестве элементарного источника, излучающего в момент, когда ее достигает падающая волна. Огибающая фронтов всех элементарных волн определяет положение фронта дифрагированной волны.

В сейсморазведке наибольший интерес представляют дифрагированные волны, возникающие при падении прямой, преломленной или отраженной волн на поверхность излома или разрыва пластов. Рассмотрим случаи образования дифрагированной волны при падении плоской волны на ограниченный по простиранию слой (рис.10). Падающая плоская волна в момент времени t_0 достигает слой в точке **A**. В этот момент времени точку **A** следует рассматривать как элементарный источник колебаний. Падающая волна последовательно достигает всех точек края **AB** и каждую из них в соответствующий момент времени следует считать источником колебаний. На рис. 10 изображены изохроны падающей, отраженной и дифрагированной волн. Отраженная волна существует только в секторе **GAN**, ограниченном лучом **AG** отраженной волны и границей **AN** слоя. В зоне тени, в секторе **DBE**, ограниченном предельным лучом **СВЕ** падающей волны и границей **BD** слоя, наблюдается только дифрагированная волна. Однако, если слой не является абсолютно непрозрачным для упругих волн, в зоне тени могут также распространяться волны, прошедшие сквозь слой. В последнем случае дифрагированная волна распространяется также внутри слоя.

Другим примером образования дифрагированной волны может служить случай, когда в однородной среде есть небольшое включение **A** (рис.11). При падении на это инородное включение волны **P** вследствие дифракции образуется дифрагированная волна **D**, распространяющаяся от него во всех направ-

лениях. Когда линейные размеры включения меньше длины волны, то свойства дифрагированной волны оказываются независимыми от геометрической формы включения: ее интенсивность, во всех направлениях от точки дифракции **A** оказывается практически одинаковой. Такую дифрагированную волну можно трактовать как физическое воплощение элементарных волн, используемых при построении с помощью принципа Гюйгенса. Само включение называется «**точечный дифрактор**».

Поверхностные волны. При наличии поверхностей, разделяющих среды с различными упругими свойствами, вблизи этой поверхности могут возникать волны иного типа, называемые поверхностными волнами. Характерной их особенностью является быстрое ослабление создаваемых ими колебаний при удалении от границы. Поэтому поверхностные волны могут наблюдаться только вблизи поверхности раздела сред, к которой они как бы привязаны. Существуют различные поверхностные волны. Для сейсморазведки представляют интерес главным образом поверхностные волны, распространяющиеся вдоль поверхности почвы. Кроме того, могут иметь значение поверхностные волны, распространяющиеся вдоль ствола буровой скважины.

Наибольшее значение для сейсморазведки имеет наблюдаемая на дневной поверхности волна Релея (**R**). Она характеризуется следующими особенностями.

1. Волна несет взаимно связанные деформации объема и сдвига. Колебания частицы **C** поверхности **Q** совершаются в вертикальных плоскостях **F**, параллельных направлению **DE** распространения волны (рис.12). Частицы движутся вдоль эллиптических орбит, большая ось которых вертикальна и приблизительно в 1.5 раза превышает горизонтальную. Смещение частиц происходит как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

2. Скорость V_R распространения поверхностной волны Релея определяется приближенной формулой:

$$V_R < 0.9V_S. \quad (10)$$

3. С удалением от поверхности земли вглубь среды амплитуда колебаний, связанных с волной Релея, вначале несколько возрастает, а затем уменьшается. При глубине, равной приблизительно $1,5 \div 2$ видимым длинам поверхностной волны, амплитуда колебаний в $10 \div 20$ раз меньше, чем на поверхности, и при дальнейшем увеличении глубины очень быстро убывает. Мощность слоя, в котором можно наблюдать колебания, обусловленные волной Релея, возрастает с увеличением ее видимой длины.

4. Видимые периоды колебаний поверхностной волны, как правило, значительно больше, чем видимые периоды колебаний, связанных с объемными волнами, вызванными тем же взрывом.

Другим видом поверхностных волн, наблюдаемых на дневной поверхности, является поперечная волна Лява. Она может возникать, когда под тонким слоем **I**, характеризуемом скоростью V_{S1} поперечной волны, залегает пласт **II**

со значением V_{S2} скорости поперечной волны в нем. Волна Лява вызывает колебания частицы C поверхности земли Q в горизонтальной плоскости, в направлении, перпендикулярном к направлению DF распространения волны (рис.13). Скорость V_L , волны Лява лежит в пределах $V_{S1} < V_L < V_{S2}$.

С углублением в нижний пласт амплитуда колебаний быстро убывает. Источники энергии, обычно применяемые в сейсморазведке, не возбуждают интенсивных волн Лява. Кроме того, сейсмоприёмники, предназначенные для регистрации только вертикальных движений, не будут реагировать на волны Лява. Поэтому в стандартных условиях они не играют заметной роли в сейсморазведке.

Годографы сейсмических волн. Сейсмические наблюдения обычно проводят вдоль линий, имеющих определённую конфигурацию на дневной поверхности или в скважине, и в их различных точках определяют время прихода полезной волны.

Годограф – функция распределения времени вступления волны на заданной в пространстве линии либо поверхности при фиксированном положении источника (Гамбурцев Г.А., 1959).

Различают поверхностные годографы (рис.14), т. е. графики, составленные по наблюдениям в ряде точек, расположенных на некоторой поверхности, и линейные годографы (рис.15), составленные по наблюдениям, проведенным вдоль некоторых линий, обычно прямых. Линейные годографы представляют собой кривые, построенные в прямоугольной системе координат (x , t) на так называемой плоскости годографов, где x - пикет (координата) точки наблюдения относительно источника сейсмических волн, t - время прихода волны (рис.15). Если источник колебаний расположен на линии наблюдений, то соответствующий линейный годограф называется продольным, в противном случае он называется непродольным.

Если спроектировать точки поверхностного годографа на поверхность наблюдения, то он может быть представлен в виде карты изохрон соответствующей волны (прямой, отражённой, преломлённой и т.д.). На рис. 14 показана проекция точки поверхностного годографа на поверхность наблюдения в точку C .

2. МЕТОДЫ И МОДИФИКАЦИИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Классификация сейсмических методов исследования геологической среды. Основным классификационным признаком является характер кинематики, используемой для исследований полезной волны. В соответствии с этим признаком в настоящее время выделяют три основных метода:

- метод отражённых волн (МОВ),
- метод преломлённых (головных) волн (МПВ),
- метод проходящих волн или скважинная сейсморазведка.

При реализации этих методов регистрируют либо вертикальную составляющую смещения частиц среды, либо все три компоненты этих колебаний. В первом случае будет реализована **скалярная** модификация метода, во втором — **векторная**, позволяющая изучать полный вектор колебаний и поляризацию волн. В зависимости от реализованных практически систем наблюдения в каждом из этих методов можно классифицировать различные модификации. Например, основной современной модификацией сейсморазведки на отражённых волнах является методика многократных перекрытий, известная как «Метод общей средней точки».

Методы сейсморазведки можно классифицировать также в зависимости от типа регистрируемых волн. Различают:

- метод продольных волн,
- метод обменных волн,
- метод поперечных волн.

Наибольшее практическое значение в настоящее время имеет метод продольных волн. Это объясняется тем, что при взрыве образуются преимущественно продольные волны. В последнее время всё чаще изучают интенсивные обменные волны. Их используют для решения геологических задач, обычно совместно с продольными волнами. Монотипные поперечные волны при обычных взрывах имеют относительно небольшую энергию. Для метода поперечных волн необходимы мощные невзрывные источники возбуждения поперечных волн или специальные приёмы проведения взрывных работ.

Особенности метода отражённых волн. В настоящее время наибольший объем сейсморазведочных работ выполняется методом отраженных волн, являющимся ведущим методом полевой разведочной геофизики. Он используется для определения глубины и конфигурации границ раздела геологических напластований, выявления структурных и неструктурных ловушек нефти и природного газа. Рассмотрим его особенности. Метод отражённых волн основан на представлении годографа целевой волны в линейном (2-D) варианте в случае двухслойной среды с наклонной границей (рис.16) в форме

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx \sin(\pm\varphi)}, \quad (11)$$

где x – координата пункта приёма относительно пункта взрыва, h – глубина по нормали до отражающей границы под пунктом взрыва O (эхо-глубина), φ – угол наклона отражающей границы относительно горизонта, v – скорость в покрывающей границу толще. Знак принимается в зависимости от выбора положительного направления отсчета расстояний на профиле. Если это направление совпадает с направлением падения отражающей границы, знак положительный, в противном случае отрицательный. Этот теоретический годограф имеет форму симметричной гиперболы, минимум которой смещён в сторону восстания отражающей границы на расстояние OO_2 . Из уравнения (11) можно

получить время пробега t_0 вдоль нормального к сейсмической границе луча в виде $t_0=2h/V$.

Анализ продольных годографов отражённых волн позволил выделить ряд характерных особенностей. Минимум годографа всегда смещается от пункта возбуждения упругих волн в сторону восстания отражающей границы. Причём это смещение возрастает с увеличением глубины залегания этого горизонта и угла его наклона. Годографы волн, отраженных от неглубоких границ обладают вблизи своего минимума большой кривизной и их ветви круто вздымаются на плоскости годографа. Годографы, полученные от глубоких границ, имеют меньшую кривизну в области минимума годографа. Кажущаяся скорость отражённой волны изменяется при перемещении точек наблюдений относительно минимума годографа (рис.17).

Запись колебания, вызванного отраженной от некоторой границы волной, называют отражением.

Отражение представляет собой импульс, имеющий несколько максимумов и минимумов. Каждый из них называют фазой отражения и соответственно различают первую, вторую и т.д. фазы отражения. Когда при одном положении источника соседние точки наблюдения расположены достаточно близко друг к другу, форма регистрируемых в них отражений подобна. Сравнивая эти отражения между собой, можно найти на соседних трассах одинаковые фазы одного отражения. *Этот процесс называют фазовой корреляцией а линию, соединяющую одинаковые фазы одной волны на соседних трассах, называют осью синфазности.*

Фазовая корреляция играет важнейшую роль при обработке и интерпретации. Ось синфазности по форме близка к годографу соответствующей волны, так как она отображает зависимость времени пробега волны от положения на сейсмограмме трасс, отвечающих разным точкам наблюдения. Поэтому при неизменном положении источника оси синфазности отраженных волн имеют форму близкую к гиперболической.

При наличии в изучаемом разрезе достаточно резких и протяженных сейсмических границ удается одновременно наблюдать большое количество отражённых волн. Каждое отражение образует на сейсмограмме свои оси синфазности (рис.17).

Метод отраженных волн позволяет изучать сейсмические горизонты, наклоненные под углами до $40\div 50^\circ$. Однако наилучшие результаты получаются при углах наклона $3\div 15^\circ$. Определение углов наклона, меньших $1-2^\circ$, часто связано с трудностями, обусловленными недостаточной точностью определения скоростного разреза в толще, покрывающей отражающие границы.

Для получения отчетливых отражений сейсмическая граница должна обладать определенной гладкостью. Это означает, что радиус кривизны границы должен значительно отличаться от длины сейсмической волны. Когда радиус кривизны неровностей границы близок по величине к длине волны, возникает диффузное (рассеянное) отражение. При наличии на границе множества

неровностей, рассеянные от них волны, интерферируя между собой, способны образовывать на отдельных участках профиля устойчивые волны, сходные с отражёнными. Однако лучи этих волн не подчиняются обычному закону отражения, поэтому их называют незеркально-отраженными волнами. Такие волны могут, в частности, образовываться на границах размыва.

Вблизи линий нарушения отражающей границы (например, сбросов, разрывов и т. п.) происходит дифракция падающей волны и прослеживание отраженной волны, относящейся к этому участку границы, затруднено или вообще невозможно. Поэтому исчезновение отражений при их прослеживании вдоль профиля может в отдельных случаях служить косвенным указанием на разрыв границы.

Кроме обычных отражений от одной из границ раздела сред на поверхности земли можно наблюдать волны, отразившиеся несколько раз от разных границ раздела. Такие волны называют многократно отражёнными волнами.

Многократно отражённые волны существуют всегда, но для их отчетливого проявления на сейсмограммах необходимо, чтобы они обладали достаточной интенсивностью, сравнимой с интенсивностью накладывающихся на них однократно-отраженных волн.

Теоретически могут существовать различные типы многократно-отраженных волн. Наибольший интерес представляют случаи двукратных отражений, поскольку появление волн, отразившихся на своем пути более трех раз, менее вероятно.

В настоящее время сейсморазведочные исследования МОВ, направленные на поиск углеводородов, ведутся по методике многократных перекрытий точек отражения на сейсмической границе. Эта технология получила вначале название «метод ОГТ» (МОГТ). В дальнейшем с учётом развития теории этой технологии её стали называть «метод общей средней точки (ОСТ)». Она позволяет получить статистически избыточные данные о геологической среде, которые используются для существенного повышения отношения «сигнал/помеха» на сейсмотрассах, включая эффективное подавление многократных волн.

МОВ по методике многократных перекрытий. Уже в 1938 г. Грин предложил применять многократные перекрытия с центром в общей глубинной точке отражения (ОГТ) как средство, позволяющее устранить влияние наклона отражающих границ на определение скорости. Однако лишь в 1956 г. Мейн впервые применил метод ОГТ в его современном виде.

Сущность МОГТ заключается в многократном прослеживании и накоплении одних и тех же однократно отражённых волн при различном взаимном положении источников и приёмников упругих колебаний. На рис. 18 изображены различные лучевые траектории, соответствующие различному расстоянию «источник-приёмник». Трассы, соответствующие этим траекториям, после соответствующей временной коррекции суммируются и образуют одну суммотрассу. Очевидно, что всем этим трассам соответствуют раз-

личные пункты взрыва и приема, так же как и различные пути, пройденные в пределах ЗМС. Поэтому следует ожидать, что при суммировании нескольких трасс случайные помехи будут складываться только как квадратный корень из числа трасс, в то время как амплитуда отраженного сигнала, почти одинаковая для всех трасс на одном и том же времени, будет суммироваться пропорционально числу трасс. Следовательно, можно рассчитывать на увеличение отношения сигнал/помеха, пропорциональное квадратному корню из числа трасс. Результат суммирования относят к пикету 7 (рис.18) на поверхности.

Кроме того, в любом геологическом разрезе, где скорость сейсмических волн увеличивается с глубиной, низкочастотные многократные отражения в результате правильного подбора суммируемых трасс подавляются. Это происходит благодаря тому, что для многократных отражений геометрическое приращение времени не корректируется стандартным вводом кинематических поправок для однократного отражения, регистрируемого на том же времени (рис.20).

Система наблюдения для работы по методу ОГТ в наиболее эффективном варианте проста и удобна. Точки взрыва и точки приёма располагаются на равных расстояниях вдоль линии профиля (рис.19). Коса состоит из отдельных секций. Секции можно физически отсоединять от начала установки и присоединять к ее концу, применяя технологию, которая действует эффективно и с минимальными затратами труда. К сейсмостанции можно электрически подключать секции косы сейсмоприемников через коммутатор каналов для выбора нужной последовательности трасс (расстановки) при фиксированном положении пункта взрыва. При этом сейсмостанция перемещается только после того, как выполнена одна полная расстановка. В настоящее время стали нормой расстановки, включающие от 48 до 120 точек приема при линейном профилировании, что делает возможным 24 (и более) -кратное суммирование.

Особенности метода преломленных волн. Метод преломленных волн (МПВ) обычно применяется для исследования слоев, скорость в которых больше, чем в каждом вышележащем. В геологическом разрезе часто присутствует несколько слоев, удовлетворяющих этому требованию: их число в некоторых районах составляет пять-семь. Мощность преломляющих слоев может быть не очень большой (50÷100 м), тем не менее на них образуются достаточно интенсивные преломлённые волны. Как показывает опыт, такие случаи весьма распространены. Поэтому возникает необходимость ввести понятие граничной скорости V_r .

Граничной называют скорость, с которой проходящая волна, образуемая преломлённую, распространяется вдоль преломляющей границы.

Величина граничной скорости часто характеризует только слой ограниченной мощности (рис.21). Головная волна возникает вследствие скольжения проходящей волны (красный луч на рис.21) в подстилающей среде вдоль границы раздела. Скользящая волна возникает согласно формуле 9, если угол падения α падающей волны равен критическому углу i , т.е. по рис. 21

$$\sin(i) = V_2/V_1. \quad (12)$$

Для каждой наблюдаемой преломленной волны может быть построен годограф. Совокупность годографов, полученных при взрыве в одном пункте, называется серией годографов преломленных волн (рис.22). Годографы преломленных волн при параллельных границах раздела пересекаются между собой. Это создает некоторые затруднения при прослеживании преломленных волн. Как видно по рис. 22, на разных расстояниях от источника к поверхности земли первыми приходят преломленные волны, связанные с различными границами. Так на участке АВ первой наблюдается волна, возникшая на границе 1. Участок АВ называют зоной первых вступлений волны Γ_1 . Волна Γ_2 регистрируется первой на участке ВС, являющемся зоной первых вступлений этой волны и т. д.

Протяженность зоны первых вступлений определяется глубиной залегания преломляющих границ и величинами скоростей в преломляющих слоях и покрывающей их толще. Она изменяется в широких пределах для различных волн и в разных районах.

По годографам преломленных волн можно вычислить граничную скорость, которая в известной мере характеризует литологический состав пород преломляющего слоя. Благодаря этому в ряде случаев оказывается возможным отождествить прослеживаемый преломляющий горизонт с определённой стратиграфической границей.

МПВ позволяет изучать преломляющие границы, залегающие на глубинах от нескольких метров до 1,5-2 км. Он может применяться также для исследования больших глубин, но обычно такого рода задачи при детальном исследовании успешнее решаются методом отражённых волн. Использование МПВ затруднительно при крутых углах наклона преломляющих границ.

МПВ может также применяться для прослеживания в простейших случаях тектонических нарушений, особенно когда зоны разлома расположены неглубоко. Необходимо только, чтобы тектоническое нарушение захватывало несколько преломляющих горизонтов. МПВ широко применяют при инженерно-геологических изысканиях. Он также применяется при изучении регионального строения земной коры, проводимым методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Метод проходящих волн или скважинная сейсморазведка. В сейсморазведке большое распространение получило изучение проходящих волн с целью определения скоростного разреза исследуемой территории, так называемый сейсмокартаж. Изучая время пробега проходящей волны вдоль ствола скважины, можно найти распределение в разрезе скоростей и зависимость средней скорости от глубины. Эти сведения необходимы для повышения точности интерпретации наблюдений другими методами сейсморазведки. Сейсмокартаж проводят, как правило, в большинстве глубоких скважин, расположенных на изучаемой площади или вблизи нее. Его применяют также для

изучения зоны малых скоростей, при этом регистрируют проходящие волны во взрывных скважинах (микросейсмокаротаж).

Различают два вида сейсмокаротажа. При обычном (интегральном) сейсмокаротаже измеряют время пробега проходящей волны от источника на поверхности земли до некоторых точек в скважине. Интегральный сейсмокаротаж позволяет с достаточной точностью определять среднюю скорость, но не дает возможность с необходимой детальностью изучить сейсмический разрез и обнаружить тонкие отражающие или преломляющие слои. Для подробного изучения скоростного разреза применяют дифференциальный сейсмокаротаж, измеряя время пробега проходящей волны между двумя или несколькими точками внутри скважины. Наиболее высокую точность измерения времени пробега и скорости обеспечивает наблюдение высокочастотных колебаний. Поэтому широкое применение при дифференциальных измерениях находит акустический сейсмокаротаж. При этом виде сейсмокаротажа в скважину погружают зонд, содержащий излучатель и приёмники. С их помощью регистрируют упругие импульсы акустического диапазона и с высокой точностью (до десятков микросекунд) определяют время пробега волны на небольшой базе измерения.

При сейсмокаротаже главное внимание обращают на регистрацию четких вступлений. Дальнейшим развитием сейсмокаротажа является вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП). При ВСП в скважине регистрируют всю совокупность колебаний, возбуждённых источником, расположенным на поверхности земли. Сочетая наблюдения ВСП с регистрацией на поверхности, можно определить природу волн, наблюдаемых при работах МОВ или МПВ.

3. СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Система наблюдений (СН) состоит из совокупности единичных сейсмических наблюдений. Каждое сейсмическое наблюдение включает инициирование упругих волн в одном пункте возбуждения (ПВ) и процесс их регистрации на одной базе приёма, представленной совокупностью всех пунктов приёма (ПП), в которых одновременно записывают колебания. Синоним термину «база приёма» - активная расстановка, сейсмическая расстановка. Базу приёма и связанный с ней ПВ будем называть базой наблюдения.

Классификационные признаки СН:

Размерность: линейная (1D,2D)/ площадная (3D)

Регулярность: регулярная / нерегулярная

Компонентность: 1С / 2С / 3С / 4С (3С+гидрофон)

Кратность: однократная / многократная

Продольное профилирование характеризуется расположением ПВ и ПП на одной прямой. Непродольное профилирование характеризуется размеще-

нием всех ПП вдоль прямой, а ПВ – смещением от этой линии на некоторое расстояние. Линия, на которой расположены ПП, в этом случае называется непродольным профилем (рис.24). В случае сложных поверхностных условий при невозможности разметки линейных профилей применяют СН с размещением ПВ и ПП на криволинейных профилях.

Площадная СН характеризуется расположением ПВ и ПП при единичном сейсмическом наблюдении на общей поверхности, приближающейся к плоскости.

В практике сейсморазведки используются также пространственные СН при комплексировании наземных и скважинных наблюдений. Пространственная СН состоит из совокупности продольных и непродольных систем на горизонтальных и вертикальном профилях (Урупов, Лёвин, 1985).

Линейные системы 2D сейсморазведки. При линейном профилировании используют в основном следующие конфигурации базы наблюдения (рис.25):

- расстановка **центрального** типа – СН с ПВ, расположенным в центре базы приёма; ПВ и база приёма перемещаются после каждого единичного сейсмического наблюдения;
- расстановка **флангового** типа – СН с ПВ, расположенным на конце базы приёма, ПВ и база приёма перемещаются после каждого возбуждения, реализуется в двух вариантах: прямого направления – правосторонняя и обратного направления – левосторонняя;
- расстановка **удалённая** – СН с ПВ, расположенным за пределами базы приёма на расстоянии кратном $\Delta x_{ПП}$.

Параметры СН 2D: 1) интервал между ПП: $\Delta x_{ПП}$; 2) количество ПП: N ; 3) длина линейной активной расстановки (база приёма): $L=(N-1) \Delta x_{ПП}$; 4) удаление «источник – приёмник»: $l_i = x_{ПП} - x_{ПВ}$.

В методе отражённых волн в нефтегазовой сейсморазведке в настоящее время применяют методику многократных перекрытий (ММП).

Методика многократных перекрытий позволяет многократно ($K - раз$) регистрировать волну, отразившуюся от одного и того же участка отражающей поверхности при различном взаимном расположении ПВ и ПП и многократно ($K - раз$) проследивать эту волну и соответствующую отражающую поверхность вдоль профиля или по площади.

Линейная продольная СН многократного перекрытия представляет собой периодически повторяющееся с передвижением по профилю сейсмическое наблюдение с фиксированной расстановкой либо центральной, либо фланговой, либо удалённой. Параметры расстановки не изменяются в процессе всей съёмки.

Участок отражающей поверхности, который прослеживается многократно называется общей глубинной точкой (ОГТ) или общей точкой отражения (ОТО). В однородной горизонтально-слоистой среде проекция ОГТ на линию

наблюдений обозначается координатой $x_{\text{ОГТ}}$, которая определяется по формуле: $x_{\text{ОГТ}} = 0.5(x_{\text{ПВ}} + x_{\text{ПП}})$. (13)

С другой стороны, каждая пара «источник – приёмник» характеризуется удалением l_i , где i – номер пары, которая обеспечивает прослеживание конкретной $x_{\text{ОГТ}}$. Точка профиля, делящая пополам эту дистанцию ($l_i/2$), для этой совокупности пар совпадает и получила название общей средней точки (ОСТ), т.е. $x_{\text{ОСТ}}$. В ММП предполагается, что $x_{\text{ОСТ}}$ соответствуют общие точки отражения на глубине, т.е. $x_{\text{ОСТ}} \approx x_{\text{ОГТ}}$. Однако для наклонных отражающих границ данное предположение выполняется лишь приближённо. Поэтому в последние десятилетия в технологии ММП предпочитают рассматривать ОСТ, которая как геометрическое место точек на поверхности наблюдений всегда справедливо (существует) независимо от особенностей строения геологической среды.

Параметры СН для методики ММП 2D (дополнительно к указанным выше): 1) шаг средних точек: $\Delta x_{\text{ОСТ}} = 0.5 \Delta x_{\text{ПП}}$ → всегда и не зависит от других параметров СН; 2) шаг возбуждения, являющийся дистанцией одновременного переноса по профилю ПВ и связанной с ним активной расстановки: кратен $\Delta x_{\text{ПП}}$, в современной сейсморазведке $\Delta x_{\text{ПВ}} = \Delta x_{\text{ПП}}$; 3) кратность перекрытия сейсмических границ СН:

$$K = L / (2d), \quad (14)$$

где $d = \Delta x_{\text{ПВ}} / \Delta x_{\text{ПП}}$ – относительный шаг базы наблюдения (Боганик, 2006).

Площадные системы наблюдения 3D сейсморазведки. Дальнейшим развитием технологии ММП 2D являются площадные сейсмические исследования, которые проводятся с помощью площадных многократных систем наблюдения. Такая технология получила название ММП 3D. Хотя определённые преимущества трёхмерных сейсмических исследований были известны давно, практически их реализовать стало возможным при переходе к новому поколению сейсмических станций – телеметрических. Такие сеймостанции позволили организовать и эффективно управлять системами сбора данных, содержащих десятки тысяч каналов. Площадные сейсмические наблюдения необходимо проводить при существенно трёхмерном характере волнового поля помех, в районах со сложным глубинным строением (криволинейные крутопадающие границы, резкие несогласия), когда ставится задача повышения точности структурных построений, а линейное профилирование не в состоянии осуществить достоверные структурные построения геологического разреза, поскольку лучевые траектории отражённых волн лежат в различно ориентированных плоскостях.

Площадная многократная система может быть образована совокупностью многократных продольных и непродольных линейных систем. При исследованиях площадными системами наблюдения стремятся организовать так, чтобы по возможности обеспечить равномерное многократное покрытие исследуемого участка сейсмической границы точками отражения. В результате по-

является возможность регистрации отражённых волн с различных азимутов подхода к точке регистрации. Важнейшая особенность СН ММП 3D – высокая плотность точек ОГТ (ОСТ) и широкий набор азимутов подхода лучевых траекторий отражённых волн к точке регистрации. Это позволяет избежать серьёзных ошибок при последующих структурных построениях и достаточно надёжно проследивать относительно протяжённые, но сравнительно мало-размерные в плане объекты (Бондарёв В.И., 2000).

В настоящее время наиболее популярными являются равномерные регулярные площадные СН. Распространённой структурой таких СН является крестовая расстановка. Она состоит из крестообразно расположенных линий возбуждения и приёма (рис.26). Для простоты рассмотрим 24-х канальную крестообразную расстановку, которая «простреливается» из 24-х ПВ, расположенных на непродольном профиле с равномерным шагом. В такой расстановке обычно выбирают $\Delta x_{ПП} = \Delta y_{ПВ}$. Если при каждом из 24-х положений источника регистрация ведётся всеми 24 каналами, то в результате будет сформировано поле из $24 \times 24 = 576$ средних точек. Это поле будет представлять собой прямоугольную область размерами $L_{ПП}/2$ на $L_{ПВ}/2$. При последовательном смещении крестовой расстановки вдоль оси X на шаг $\Delta x_{ПП}$ будет достигнуто 12 кратное прослеживание.

Основополагающим понятием при использовании 3D систем является **бин**. Бином называется прямоугольный участок площади сейсмической разведки, имеющий по осям координат Ox и Oy размеры B_x и B_y :

$$B_x = m(\Delta x_{ПП}/2); B_y = n(\Delta y_{ПВ}/2); m, n - \text{целые, } \geq 1. \quad (15)$$

Все средние точки, которые попадают вовнутрь этого бина, считаются принадлежащими одной и той же ОСТ, которая располагается в геометрическом центре бина. Количество попавших ОСТ в любой заданный бин принято называть кратностью наблюдений.

Реализация теоретической проектной системы площадных наблюдений практически сталкивается с рядом объективных трудностей, связанных с поверхностными условиями, наличием сельхозугодий, населённых пунктов. В результате приходится смещать пикеты профилей, нарушая абсолютную регулярность их расположения. Смещение ПВ и ПП приводит к изменению координат ОСТ и нарушению равномерности (регулярности) расположения ОСТ на местности. Такой эффект вызывает сложности при цифровой обработке сейсмозаписей. Для регуляризации полученной схемы расположения ОСТ выполняют процедуру бинирования, суть которой состоит в формальном построении на начальном этапе компьютерной обработки равномерной сети бинов на площади съёмки и привязки ОСТ к соответствующим бинам. Критерием отнесения фактической ОСТ к определённому бину является её удаление от формального центра бина, которое не должно превышать расстояния

$$B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}/2. \quad (16)$$

В настоящее время СН существенно усложнились, и «вручную» практически проектирование не выполняется, а применяют специальное программное обеспечение для проектирования трёхмерной сейсморазведки. В России наиболее распространён пакет проектирования MESA компании GMG (Кузнецов В.М., 2004).

Основные критерии оптимальности СН:

- равномерность распределения поля кратности по площади;
- равномерность распределения удалений в бине и в ряду бинов;
- равномерность распределения азимутов лучевых траекторий в бине и в ряду бинов;
- соответствие шага сети точек исследования и удалений изучаемым объектам.

Основные диаграммы для анализа площадной СН:

- распределение удалений и азимутов в сейсмограммах ОСТ по площади;
- распределение кратности по удалениям в сейсмограммах ОСТ по площади;
- распределение количества трасс по удалениям;
- распределение кратности по количеству бинов;
- распределение азимутов по количеству трасс;
- распределение количества трасс по азимутам и удалениям;
- распределение ближних и дальних удалений;
- распределение удалений в параллельных рядах бинов.

Для проектирования любой площадной системы наблюдения необходима следующая информация:

- минимальные и максимальные глубины сейсмических горизонтов, имеющих нефтепоисковый интерес;
- наибольшие ожидаемые углы наклона отражающих границ,
- интервальные скорости в изучаемом геологическом разрезе,
- ожидаемые размеры искомым объектов по горизонтали,
- физико-географические условия проведения работ,
- имеющиеся финансовые ресурсы.

На основе моделирования выбирается система наблюдений с оптимальными параметрами:

1. ориентация линий возбуждения и приёма,
2. расстояние между линиями возбуждения и приёма,
3. количество активных сейсмических каналов и их распределение по линиям приёма,
4. количество ПВ в линии возбуждения в расчете на один шаблон,
5. способ перекрытия при перемещении шаблона и направление перемещения шаблона.

Эта система должна быть скорректирована с учётом текущих физико-географических условий.

4. СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА И ОБОРУДОВАНИЕ

Телеметрическая система сбора данных. Конструкция сейсмостанций за последние полвека претерпела существенные изменения, которые были связаны с усложняющимися геологическими задачами, ставившимися перед сейсморазведкой, и базировались на достижениях приборостроения и компьютеризации. В настоящее время используются цифровые сейсмостанции четвёртого поколения. Данное поколение относится к классу компьютеризированных сейсморазведочных станций. Это означает, что в их состав включены компьютеры промышленного изготовления. В этих станциях компьютеры прежде всего выполняют технологические функции управления источниками и оборудованием при сборе и регистрации данных, ведения протокола работы, контроля и диагностики ошибок. Кроме того компьютеры выполняют ряд цифровых процедур обработки, направленных на выделение сигналов на фоне помех. Состав этих процедур зависит, главным образом, от вычислительной мощности компьютера.

Структура цифровой сейсмостанции, по-прежнему, включает тракт регистрации, объединяющий группу устройств, осуществляющих собственно цифровую запись и ослабление помех, а также тракт воспроизведения, состоящий из устройств, обеспечивающих визуализацию сейсмозаписи для оперативного контроля как на экране дисплея, так и на бумаге.

Современные цифровые сейсмостанции подразделяются на два класса. Определяющим признаком принадлежности к одному из классов является место выполнения дискретизации (оцифровки) регистрируемого сигнала. Для **линейных** сейсмостанций характерно размещение трактов регистрации и воспроизведения в передвижной лаборатории (рис.33), относительно небольшое число каналов (< 300), низкая стоимость. Они предназначены для линейного профилирования (сейсмических работ 2D) и скважинной сейсморазведки.

Внедрение в практику сейсморазведки площадного профилирования с многократным перекрытием и, следовательно, резким увеличением объёма поступающей информации привело к созданию сейсмостанций с трактом регистрации более сложной конфигурации, у которых процесс регистрации и начальная часть процесса обработки сейсмосигналов, включая их дискретизацию, осуществляется вблизи места их приёма непосредственно на профиле. Передача информации уже в цифровой форме выполняется по мере её накопления на базовую (центральную) сейсморегистрирующую систему. Такая технология, получившая название **телеметрической**, реализуется с помощью полевых модулей, размещённых по какой-либо схеме на площади исследова-

ний, и центральной регистрирующей станции (ЦРС), управляемой мощным компьютером (рис.34). Полевые модули (2), обслуживающие от одного (5) до шести каналов каждый, подключаются к ЦРС (1) через линейный интерфейсный и коммутационные модули (3). Телеметрический канал связи (4) - «коса», - по которому передаётся сейсмическая и другая информация от полевого модуля к ЦРС, реализован на специальном кабеле (4), реже – с помощью радиоканала. Конструктивно полевые модули разных производителей несколько различаются. Однако в их составе можно выделить следующие блоки, входящие в состав сейсморегирующего канала, (рис.35): аналоговой обработки, включающий предусилители и фильтры ВЧ и НЧ, аналого-цифровой обработки, выполняющий квантование сигналов по времени и амплитуде, коммутационно-логический, состоящий из коммутатора каналов, форматора, запоминающего устройства, а также ряд других устройств. Типовой состав ЦРС включает блок регистрации и контроля, который через линейный интерфейсный модуль подключается к телеметрическому каналу связи и управляется с помощью мощного компьютера – рабочей станцией (рис.36). Для управления бригадой рабочих на профиле и сейсмическим источником в распоряжении оператора ЦРС имеется радиостанция и специальное устройство управления источником. Для записи и визуализации сейсмоматериалов используются периферийные устройства аналогичные применяемым в линейных сейсмостанциях. Эти станции могут иметь большое количество каналов (> 1000) и комплектуются специальными телеметрическими косами.

Источники сейсмических колебаний. Важнейшим техническим элементом сейсмических работ является сейсмический источник. От его характеристик и функционирования во многом зависит характер регистрируемых волновых полей и производительность работ. От их мощности зависит глубинность сейсмических исследований. В наземной сейсморазведке при изучении строения геологического разреза применяют взрывной и вибрационный источники. Наилучшим источником считается взрывной, поскольку при правильной организации работ он создаёт короткий импульс, обладающий широким частотным диапазоном и чётким первым вступлением. Однако производство взрывов наносит серьёзный ущерб окружающей среде, особенно при группировании взрывных скважин, что необходимо по технологии работ методом отражённых волн. Кроме того, взрывной способ возбуждения волн является более дорогим, чем применение невзрывных источников. Использование вибрационных источников существенно ускоряет выполнение сейсмических работ, делает их более безопасными. Применение специальных технических средств позволяет легко управлять спектром генерируемых частот.

При возбуждении сейсмических волн с помощью взрывов их производят в особых взрывных скважинах. При использовании скважины заряд погружают на ее забой.

Если взрыв шарового заряда производить в однородной среде, то наличие сферической симметрии приводит к тому, что образуются только продольные упругие волны. Однако в реальных условиях всегда имеются более или менее заметные отклонения от этих условий, вследствие чего помимо продольной волны образуются поперечные волны, обычно значительно более слабые.

Амплитуда a и видимый период T колебаний продольной волны в некоторой точке, достаточно удаленной от источника, зависит от веса q заряда ВВ. При выборе веса заряда учитывают частотный коэффициент очага g . Он определяет связь между преобладающей частотой f возбуждаемых в очаге колебаний и весом заряда данного взрывчатого вещества в виде

$$f = gq^{-\frac{1}{3}}. \quad (17)$$

Коэффициент g зависит от величины коэффициента сопротивления раздавливанию k_p и скорости поперечных волн V_s в среде, в которой производится взрыв. Поэтому взрывы в более крепких породах, в которых величины k_p и V_s имеют большие значения, приводят к возбуждению более высокочастотных колебаний.

Глубина скважин должна быть больше мощности зоны малых скоростей, чтобы взрывы производились, как правило, под ее нижней границей, ниже уровня грунтовых вод. Это дает следующие преимущества.

1. Погружение взрыва на глубину, соизмеримую с длиной поверхностной волны, приводит к существенному подавлению последней.

2. При взрыве образуется очень широкий спектр частот колебаний в прямой волне. В зоне малых скоростей происходит интенсивное поглощение колебаний, особенно высокочастотных. Поэтому если производить взрывы на поверхности или внутри зоны малых скоростей, то прямая волна потеряет большую часть своей энергии прежде, чем достигнет коренных пород. Особенно ослаблены будут более высокочастотные составляющие, в том числе и те, которые обычно используются для сейсморазведки.

Частотный спектр волн, возникающих при взрыве, в большой мере зависит от литологического состава и от физического состояния пород, в которых производится взрыв. Самые низкочастотные колебания возникают при взрывах в рыхлых сухих породах — песках, супесях и т. п. Эти породы мало пригодны для производства в них взрывов. Наоборот, при взрывах в очень крепких породах — плотных известняках, кристаллических сланцах, во льду и т. п. возникают колебания чрезвычайно высокой частоты. Они быстро поглощаются по мере распространения в толще земной коры и поэтому мало пригодны для получения хороших отражений или преломлений. Поэтому не следует производить взрывы в крепких породах. Лучшие результаты получают

ся, когда взрыв происходит в увлажнённых пластичных породах, особенно в глинах, влажных песках, плывунах.

Таким образом, изменяя глубину погружения заряда и выбирая породы, в которых будут производиться взрывы, можно воздействовать как на интенсивность полезных волн, так и на их спектральный состав.

В вибросейсморазведке в качестве источников упругих колебаний используются вибраторы, смонтированные на автомашинах, тракторах или специальных саях-прицепах. Гидравлические вибраторы, которые получили наиболее широкое развитие и в нашей стране, и за рубежом, способны развивать значительные усилия, обеспечивают возможность возбуждения колебаний в широком диапазоне частот, сравнительно легко управляются, характеризуются высокими эксплуатационными характеристиками и значительной удельной мощностью.

Электрогидравлические вибраторы состоят из следующих основных узлов (рис.40): дизельного мотора **1**, масляно-гидравлического насоса **2**, инерционной массы **5** в виде цилиндра, управляемого электрогидравлическим усилителем-преобразователем (ПЭГ); гидравлической системы **6**, системы фазовой коррекции **7-9**, электрической системы управления и транспортного средства **4**. Эти вибраторы имеют равномерную функцию передачи энергии в широком диапазоне частот. Частотная характеристика вибратора почти горизонтальна, на высоких частотах наблюдается некоторое уменьшение отдачи. Верхняя граничная частота диапазона вибраций определяется в основном давлением жидкости в системе.

Еще более важное преимущество гидравлической системы заключается в том, что ее управление осуществляется синхронизирующим сигналом ("разверткой"), который передается с сейсмостанции. Сигнал развертки может управлять одновременно несколькими вибраторами, которые будут возбуждать совершенно идентичные по фазе сигналы. Повторяемость формы возбуждаемых колебаний при каждом цикле работы вибратора позволяет производить суммирование отдельных воздействий до корреляционной обработки. Поэтому накопление достаточно большой энергии может быть осуществлено путем суммирования значительного числа записей сравнительно коротких циклов (7,5 с).

В настоящее время в вибросейсморазведке применяются различные электрогидравлические установки, создающие усилия от нескольких сот килограммов до 25 т. Принципиальное устройство их практически одинаково. Вибратор осуществляет преобразование управляющего сигнала, передаваемого по радио с сейсмостанции, в механические колебания. Принятый сигнал развертки усиливается и подается на вход электрогидравлического усилителя,

состоящего из электромеханического преобразователя и гидравлической системы. Электромеханический преобразователь управляет потоком жидкости, подающейся под высоким давлением (до $2 \cdot 10^6$ Па) к вибровозбудителю (рис.41). Он является рабочим, излучающим элементом гидравлического вибратора. Вибровозбудитель представляет собой массивный цилиндр двухстороннего действия **4**, играющий роль инерционной массы, внутри которого помещен поршень **5**, соединенный с опорной плитой источника **8**, которая имеет массу 800—2000 кг. В процессе излучения колебаний плита прижимается внешней силой к поверхности земли. Чаще всего для этого используется масса транспортной базы источника, и, чтобы плита не отрывалась от поверхности земли, статическая нагрузка на нее выбирается большей, чем сила, развиваемая излучателем. Поршень с опорной плитой приводится в движение путем попеременной подачи масла в верхнюю и нижнюю полости гидроцилиндра **4**. Одновременно с нагнетанием масла из противоположной полости происходит его слив. Таким образом, действующая на поршень сила равна произведению его площади на разность давлений над и под поршнем. При этом считается, что действующая на поршень максимальная сила постоянна на всех частотах. Диаметр нагнетательных и сливных отверстий меняется золотниковым механизмом **1** в соответствии с величиной управляющего сигнала, чем и достигается возбуждение переменных во времени колебаний. При этом поршень и цилиндр совершают возвратно-поступательные движения, которые через плиту передаются грунту и возбуждают упругие волны в земле.

Цилиндр, в котором перемещается поршень, соединен с опорной плитой и заставляет ее колебаться в точном соответствии с частотой управляющего сигнала. Обязательным условием успешной работы гидравлического вибратора является движение опорной плиты, синхронное с изменением напряжения управляющего сигнала, подаваемого на ПЭГ. Это достигается специальной системой фазовой коррекции, включающей в себя датчики ускорения или скорости, расположенные на опорной плите и массе, датчики перемещения золотника и инерционной массы, а также электронные схемы анализа поступающих сигналов и управления, подправляющие движение опорной плиты в соответствии с фазой сигнала на ПЭГе (рис.40).

Для возбуждения поперечных волн вибровозбудитель располагается горизонтально, обеспечивая передачу грунту касательных усилий. Плита на нижней поверхности имеет зубья и прижимается массой машины к поверхности земли для обеспечения необходимого контакта ее с грунтом.

В практике сейсморазведки применяют линейно-частотно-модулированные (ЛЧМ) и нелинейные (НЧМ) свип-сигналы. Для ЛЧМ-

сигналов характерно то, что скорость изменения частоты во времени постоянна в процессе излучения. На рис.42 и 43 показаны два ЛЧМ свип-сигнала с одинаковыми параметрами. Первый свип имеет прямоугольную огибающую амплитуд на всём протяжении, что приводит к появлению колебательного процесса на его амплитудном спектре, размах которого увеличивается с ростом частоты. Подобное явление вызывает появление шумов корреляционного преобразования на трассах и снижению динамического диапазона вибрационной сейсморазведки. Для уменьшения (или исключения) этого явления применяется сглаживание амплитуд свипа по его краям. Такой приём позволяет существенно снизить это явление, что хорошо видно по амплитудному спектру на рис. 43.

Управляющие сигналы, у которых скорость изменения частоты не остаётся постоянной в процессе времени излучения, называются нелинейными (Теория и практика..., 1998). Необходимость применения НЧМ-свилов обусловлена деформацией спектров регистрируемых сигналов: их сужением и приобретением резонансной формы на частотах 25÷30 Гц. В конечном итоге это приводит к снижению разрешающей способности вибросейсморазведки. С помощью НЧМ-свилов удалось поднять разрешающую способность сейсмических материалов во многих регионах России. На рис. 44 представлен НЧМ свип-сигнал со сглаживанием краёв, имеющий увеличенное время излучения на низких частотах.

В сейсморазведке применяют сейсмоприемники, основанные на инерционном принципе и на пьезоэффекте. Первые называют приемниками скоростей, а вторые — приемниками давления.

Принцип действия инерционного сейсмоприемника заключается в следующем. Смещения почвы, на которой сейсмоприемник установлен, вызывают относительные перемещения его инертной массы по отношению к корпусу. Инертная масса и корпус связаны с электромеханическим преобразователем, который преобразует механические перемещения в электрическое напряжение. В сейсмоприемнике давления, применяемом в водной среде, инертная масса отсутствует, и электромеханический преобразователь, помещенный в воду, преобразует изменение давления в электрическое напряжение.

Электромеханический преобразователь преобразует механические величины в электрические. Преобразуемыми механическими величинами могут быть смещение почвы или ее скорость, ускорение, давление и др. Преобразование чаще всего происходит в электродвижущую силу.

Индукционные электромеханические преобразователи используют для преобразования механических величин в электрические (и обратно) явление

электромагнитной индукции. Наиболее употребительным является электродинамический преобразователь, у которого в постоянном магнитном поле перемещается катушка, связанная с инертной массой сейсмоприемника (рис.45,а).

Пьезоэлектрический преобразователь (рис. 45,б) использует свойства некоторых веществ (сегнетовая соль, титанат бария и др.) развивать электродвижущую силу E между противоположными гранями **a** и **б** под воздействием силы **P**, приложенной к другим граням.

Математическую теорию сейсмоприёмников с индукционным и пьезокерамическим преобразователями, основанную на дифференциальных уравнениях, можно изучить в (Слуцковский,1970 и Гурвич, Боганик,1980).

Сейсмоприёмники, используемые при полевых наблюдениях в настоящее время, имеют электродинамические индукционные преобразователи и называются электродинамическими сейсмоприёмниками или геофонами. В водной среде используются сейсмоприёмники с пьезоэлектрическими преобразователями, получившие название «гидрофон».

Положение оси чувствительности приёмника определяет его назначение. Применяют вертикальные (ось чувствительности вертикальна) и горизонтальные (ось чувствительности ориентирована горизонтально) сейсмоприёмники. Для определения траектории движения частицы геологической среды в некоторой точке пространства требуется регистрировать одновременно смещения по трём взаимно перпендикулярным направлениям, чтобы построить полный вектор колебания. Поэтому особенно в последнее время широко используют сейсмоприёмники, которые представляют собой комбинацию трёх приёмников с различно ориентированными осями чувствительности. Такие сейсмоприёмники называются трёхкомпонентными. Простейший трёхкомпонентный приёмник содержит вертикальный Z-компонентный, горизонтальный X-компонентный (ось чувствительности ориентирована вдоль линии «источник – точка наблюдений»), горизонтальный Y-компонентный (ось чувствительности ориентирована перпендикулярно линии «источник – точка наблюдений») чувствительные элементы, т.е. фактически три сейсмоприёмника в одном корпусе (рис.46).

Следует отметить, что у пьезоэлектрических сейсмоприёмников, регистрирующих изменение давления, чувствительность не зависит от направления смещения.

Перемещения инертной массы относительно корпуса сейсмоприёмника складываются из двух составляющих: 1) вынужденных колебаний, которые вызваны движением почвы; 2) свободных колебаний. Последние зависят только от свойств сейсмоприемника. Так как при сейсморазведке исследуют

движения почвы, то свободные колебания, которые накладываются на вынужденные колебания, являются помехой, которую по мере возможности следует устранить. Для уменьшения длительности свободных колебаний сейсмоприемник снабжают демпфером, вызывающим затухание.

Свойства механической части сейсмоприемника зависят от величины инертной массы **М**, коэффициента упругости пружины **К** и коэффициента вязкого трения демпфера **В**. Через эти величины вычисляются:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{K}{M}}, \quad (18) \quad b = \frac{B}{2M}, \quad (19)$$

где **f₀** — частота свободных колебаний инертной массы при отсутствии затухания; **b** — коэффициент затухания. От соотношения между величинами **f₀** и **b** зависят форма и длительность свободных колебаний. Чем больше коэффициент **b**, тем быстрее прекращаются свободные колебания инертной массы. При сейсморазведочных работах коэффициент затухания должен лежать в пределах $4,5 \div 6f_0$, тогда свободные колебания быстро затухают.

Рассмотрим схему устройства электродинамического сейсмоприемника, выполненного с учётом более высоких требований цифровой регистрации и имеющего коэффициент нелинейных искажений, равный 0,2% (рис.48). Он содержит магнитную систему **1**. В ее зазоре на плоских ирисовых пружинах **5** подвешен каркас, на котором размещены две одинаковые катушки **2** и **3**. Их обмотки соединены таким образом, чтобы ЭДС, создаваемая внешними по отношению к сейсмоприёмнику электромагнитными полями (нежелательные наводки), взаимно компенсировалась, в то время как ЭДС, возбуждаемая перемещением катушек в поле магнита, складывалась с одинаковым знаком. Такой приём увеличивает помехоустойчивость сейсмоприёмников к внешним электромагнитным полям (помехам). Рабочую длину пружин можно изменять с помощью особых регулировочных устройств **6**, зажимающих пружины. В верхней части прибора имеется система герметизации (**4, 8, 12, 13**), исключающая возможность попадания влаги внутрь приемника. Затухание создается при помощи постоянного сопротивления **14**. Снизу к корпусу прикреплен штырь для установки в грунт. Сейсмоприемник СВ-1-10Ц имеет собственную частоту 10 Гц, его вес 220 г, высота 61 мм (без штыря), диаметр 58 мм, чувствительность 0,16 В•(см/с), выходное сопротивление около 180 Ом.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

ОСНОВНАЯ

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Изд-во АИС, 2006. – 744 с.

2. Бондарёв В.И. Основы сейсморазведки: Учебник для вузов. Части I и II. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2000. – 252 с.
3. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка. – М.:Недра, 1980. – 551 с.
4. Кузнецов В.И. Элементы объёмной (3D) сейсморазведки: Учебное пособие для студентов вузов. – Тюмень.: Изд-во «Тюмень», 2004. – 272 с.
5. Мешбей В.И. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке. - М.: Недра, 1985. – 264 с.
6. Потапов О.А. Организация и технические средства сейсморазведочных работ. – М.: Недра, 1989. – 260 с.
7. Урупов А.К., Левин А.Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. - М.: Недра, 1985. – 288 с.
8. Шерифф Р.Е. Гелдарт Л.П. Сейсморазведка. Т.1.–М.: Мир, 1987.–448 с.
9. Шнеерсон М.Б., Жуков А.П., Белоусов А.В. Технология и методика пространственной сейсморазведки. – М.: ООО «Издательство «Спектр», 2009. – 112 с.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ

1. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии – Тверь.: Изд-во ГЕРС, 2006. – 480 с.
2. Метод преломленных волн/А.М.Епинатьева, Г.М.Голошубин, А.Л. Литвин и др. – М.: Недра, 1990. – 297 с.
3. Теория и практика наземной невзрывной сейсморазведки /Под ред. М.Б. Шнеерсона. – М.: ОАО «Изд-во «Недра», 1998. -527 с.

Наши контакты

www.kpfu.ru

**Центр дополнительного образования
менеджмента качества и маркетинга ИГиНГТ КФУ**

Директор ЦДОМКиМ ИГиНГТ КФУ

Чукмаров Ильдус Адгамович

г.Казань, ул.Кремлевская, д.4/5.

Тел/факс: (843) 233-79-70