

Саратовский государственный университет
имени Н.Г.Чернышевского

М.И. Рыскин

Геофизика для геологов

Учебное пособие для студентов
геологических специальностей вузов и колледжей

Саратов, 2012.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Лекция 2. Информационная модель геофизики.	15
Лекции 3 - 4. Физико-геологические основы гравиразведки.	20
Лекция 5. Элементы методики и интерпретации гравиметрических наблюдений.....	36
Лекция 6. Магниторазведка.....	46
Лекция 7. Электрические поля и методы электроразведки.....	56
Лекция 8. Методы искусственно создаваемых электрических полей.....	62
Лекции 9-10. Физико-геологические основы сейсморазведки	80
Лекция 11. Методика сейсморазведки.	117
Лекция 12. Обработка и интерпретация сейсмоданных	126
Лекции 13-14. Геофизические исследования скважин.	137
Заключение.....	155
Список литературы.....	156

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Предисловие

Эта книга адресована студентам – геологам. Необходимость ее создания обусловлена тем, что курс «Геофизика» входит в программу обучения большинства геологических специальностей: геология и геохимия горючих ископаемых, гидрогеология и инженерная геология, геоэкология. Читается такой курс и студентам – геофизикам, которым, главным образом, и адресованы существующие учебники. Однако, способности к восприятию этой науки у студентов геофизиков и *геологов* существенно различаются. Геофизиков уже с первого курса готовят к первоочередному усвоению физико – математического аспекта специальных дисциплин, и для этого есть определенные основания, хотя и не бесспорные. У геологов, к сожалению, в процессе обучения формируется устойчивая невосприимчивость к математическому языку, то – есть к основному способу формализации и строгого описания физических понятий. Такое положение характерно не только для Саратовского университета, где многолетний опыт преподавания геофизики геологам заставил автора пересмотреть всю систему изложения основ геофизики, поставив на первое место геологические ценности – задачи, модели, результаты. Математический аппарат сохранен в минимально необходимом объеме, т.е. таком, без которого невозможно обойтись при объяснении сущности отдельных положений, являющихся базовыми для рассматриваемых геофизических методов. В этом ракурсе курс геофизики читается в течение последнего десятилетия, которое характеризуется почти повсеместным внедрением в практику компьютерных систем различной степени сложности. Это позволяет создать полноценный компьютерный вариант курса с вынесением в самостоятельные подразделы математического аппарата, адекватного сложности рассматриваемых вопросов, а также лабораторных работ, библиографических сведений и т.п. С подобным вынесением в отдельные приложения весьма важных разделов, автор впервые столкнулся много лет назад, знакомясь с замечательной книгой Ч. Рихтера «Сейсмология». Но даже располагая развернутым компьютерным вариантом, которого, кстати сказать, на сегодняшний день не существует, полезно иметь в руках обычную книжку - дайджест всего курса, построенную по лекционному принципу. Такую книжку автор попытался создать и предлагает заинтересованному читателю. Ее содержание представлено в виде 14 лекций. Вполне очевидно, что весь материал, собранный в ту или иную лекцию, трудно уложить в два академических часа, но любой преподаватель, если он захочет воспользоваться этой книгой, сам волен выбрать необходимые сведения из предложенного. В то же время студенту будет полезно ознакомиться с представленными данными в полном объеме, учитывая адаптированность курса к отмеченным выше особенностям его восприятия.

Своеобразие предлагаемого курса заключается в следующем.

Первое - уже упомянутая адресность текста, обусловившая понятийный, не математизированный способ изложения материала. Насколько это удалось автору, сумел ли он выдержать заданное направление и не «скатиться» к популярной стилистике - судить читателю.

Второе - в пособии рассматриваются методы *разведочной геофизики*. Это связано с тем, что в выпущенном издательством СГУ учебном пособии «Введение в геофизику» [3] в достаточном объеме рассмотрены вопросы общей геофизики, но имеются определенные пробелы в освещении методики геофизической разведки и, в частности, таких важнейших для интерпретации геофизических данных понятий как геологическая природа геофизических аномалий, разведочные возможности геофизических методов и т.п. Все это свидетельствует в пользу подготовки учебного пособия именно в том ключе, который был избран, поскольку тем самым восполняется главный пробел в обеспеченности учебной литературой всех собственно геологических специальностей.

И, наконец, третье. Предложенный курс, как видится, концептуально соответствует уровню *бакалавриата*, то-есть первой и основной ступени новой для российской высшей школы модели образования.

Учитывая, что настоящая книга представляет собой первую попытку построения курса геофизики в таком роде, автор будет весьма признателен читателям за критические замечания и пожелания, которые можно отправить по электронному адресу: riskin-mi@yandex.ru

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Лекция 1. Общая и прикладная геофизика. Методы геофизических исследований.

Когда-то поработавший в юности в геологоразведочных партиях поэт Коржавин написал стихотворение «Масштабы».

Мы всюду, бредя взглядом женским,
Ища строку иль строя дом,
Живем над пламенем вселенским,
На тонкой корочке живем.

Гордимся прочностью железной,
А между тем в любой из дней
Как детский мячик в черной бездне
Летит Земля – мы на ней.

Но все масштабы эти помня,
Свои презреть нам не дано:
И берег тверд, Земля огромна,
А жизнь серьезна все равно.

Все в этом стихотворении верно: и про тонкую корочку (Земную кору толщиной от 7 до 70 км), и про детский мячик в черной бездне (маленькая планета Земля в черном беспредельном космосе), и про вселенское пламя (которое вырывается из жерла вулканов вместе с раскаленной магмой). И особенно про то, что жизнь не «хороша», не «скучна» и не «весела», как пелось в песнях и говорилось в прозе и стихах, а именно серьезна! И люди, которые живут на Земле, совершают важные поступки, принимают ответственные решения, делают большие дела. И чтобы, делая эти серьезные дела, не допускать катастрофических оплошностей, они должны правильно понимать мир, в котором живут, окружающую природу, осознавать свое место во вселенной, ощущать связь «всего со всем». Как сказано в четверостишии Д.Томсона

«Все тесно связано вокруг!
Примеров мы не станем множить -
Цветка ты не заденешь вдруг,
Чтобы звезды не потревожить».

Свое представление о мире, необходимое для принятия правильных решений, человек оформляет в виде «картины мира» - некоей целостной системы, в которой связаны, соединены, поставлены на свое место отдельные элементы – кирпичики мироздания.

Первые такие картины мира были религиозные – языческие - с целым Ареопогом богов, где каждый отвечал за какое-то определенное явление природы или социума. Зевс – громовержец, Артемида – охотница и т.д. у греков, Ушас – богиня утренней зари у индийцев и пр. Потом появилась как бы научная картина Птолемея, где центром мироздания была Земля, а вокруг нее двигалось Солнце. Эта модель вселенной позволяла предсказывать солнечные затмения и другие явления природы, вызывающие у людей всякого рода озабоченности. Довольно много сменилось этих картин, а сейчас претендует на такой ранг – нелинейная, или синергетическая картина мира, становление которой связано с именами двух выдающихся ученых, Нобелевских лауреатов по физике – бельгийского ученого Ильи Пригожина и немца Германа Хакена. Один из крупнейших мировых центров нелинейной динамики находится в Саратовском университете и связан с именами профессора В.С.Анищенко и чл.-корр. РАН Д.И.Трубецкова.

Однако в любой картине мира, какой бы она ни была, одно из центральных мест занимали и всегда будут занимать представления о Земле, о нашей планете, о нашем общем доме. Эти представления оформляются в целостную картину в науках о Земле- геологии, географии, геофизике. Пожалуй, наиболее объемная из них наука – это геология, которая изучает всю Землю со всеми ее составляющими – корой, мантией, ядром и т.д. и дает последовательную картину ее возникновения и развития, объясняет процесс ее становления и прогнозирует ее будущее. Очень важной частью геологии является наука **геофизика**, которая изучает Землю как единое

физическое тело и все физические процессы, проходящие во всех ее оболочках: твердой, жидкой, газообразной и в глубоких недрах Земли – в мантии и ядре.

Геофизика – комплекс наук.

Современная геофизика представляет собой целый комплекс наук, к которым можно отнести следующие:

1. **Земной магнетизм** – учение о магнитном поле Земли.

2. **Аэрономия** – учение о высших слоях атмосферы.

3. **Метеорология**, которая интегрирует в себе динамическую метеорологию (приложение законов гидромеханики к атмосферным процессам), синоптическую метеорологию – учение о крупномасштабных атмосферных процессах, формирующих погоду, и позволяющее прогнозировать ее, и климатологию.

4. **Океанология** (физика моря)

5. **Гидрология суши** (учение обо всех внутренних водоемах: озерах, реках и т.д.)

6. **Гляциология** (учение обо всех формах льда в природе).

7. **Физика твердой Земли** или физика земных недр, включающая в себя:

сейсмологию (науку о землетрясениях), гравиметрию (науку о тяготении, то есть о тех силах, действие которых испытывает на себе каждый человек, каждое живое и неживое существо, находящееся на Земле, геоэлектрику – науку об электрических явлениях на Земле и в ее недрах, термометрию – науку о тепловых явлениях на Земле и в ее недрах.

Все эти науки составляют так называемую *общую*, или большую, *геофизику*

Физика твердой Земли включает в себя и еще одну очень серьезную науку, которую обычно называют **разведочной геофизикой**. Разведочную геофизику определяют как прикладную науку. Прикладные – это значит, ориентированные на решение каких-то конкретных практических, например, народно-хозяйственных, задач. Если цель фундаментальной науки разобраться в существе, природе какого-либо явления, получить ответ на вопрос «Что?», «Что оно представляет по сути?», уяснить истину, то прикладная наука призвана ответить на вопрос «Как? Какие действия надо предпринять, чтобы наилучшим образом решить какие-то определенные задачи? И критерием оптимальности намеченного образа действий является уже не истинность, а реализуемость. Исходя из сказанного, полное определение разведочной геофизики как науки может звучать так:

Разведочная геофизика это прикладная наука, изучающая геологическое строение Земной коры геофизическими методами с целью поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, а также с целью решения других задач, возникающих при производстве инженерно-геологических, горно-геологических, ирригационных, природоохранных и прочих работ.

Таким образом, объектом изучения (предметом) разведочной геофизики является уже не вся наша планета Земля как единое физическое тело, а только ее верхняя твердая оболочка, откуда можно доставать, добывать необходимое для обеспечения жизнедеятельности человечества минеральное сырье – нефть, уголь, стройматериалы, железную руду. Но для того, чтобы все это добыть, необходимо знать, где и как искать, а эти знания дают геология и геофизика. В современных условиях, когда многие полезные ископаемые, находившиеся на сравнительно небольших глубинах от поверхности Земли, уже исчерпаны, и приходится разведывать недра, на сотни и тысячи метров внедряясь в толщу горных пород, геофизические методы играют первенствующую (главенствующую) роль.

Методы разведочной геофизики. Основная классификация.

Все эти методы принято определенным образом классифицировать в зависимости от того, какие полезные ископаемые являются объектом поиска, какие геологические задачи решаются, какая технология проведения работ используется и т.п.

Но главная сущностная классификация осуществляется по основному физическому параметру.

Под основным физическим параметром понимается то свойство геологических образований – горных пород, которое делает эту породу источником аномалии в распределении того или иного геофизического поля, регистрируемого на дневной поверхности (на поверхности Земли) или во внутренних точках среда (в скважине или горной выработке). Такими основными

физическими свойствами являются плотность, удельное электрическое сопротивление, скорость распространения упругих волн, магнитная восприимчивость, теплопроводность и ряд других. Ведь распределение геофизических полей в Земле и на ее поверхности определяется неоднородностью внутреннего строения Земли, то есть тем, что недра ее сложены весьма различными образованиями: вещество внутреннего ядра Земли твердое, а внешнее ядро представляет собой своеобразную вязко-жидкую субстанцию; отличаются по составу и физическим свойствам верхне- и нижнемантийные образования, а наибольшей неоднородностью характеризуется вещество земной коры – многообразные геологические тела – слои, пласты, комплексы осадочных пород, блоки кристаллического фундамента, интрузивные штоки и эффузивные покровы.... И закономерности распределения физических полей: гравитационного, магнитного, электрического и т.д. определяются совместным влиянием всех перечисленных геолого-физических факторов – как глобальных (на уровне мантия – ядро), так и региональных(на уровне кора – мантия), а также локальных (на уровне осадочный чехол – кристаллический фундамент). Причем именно эти локальные факторы, обусловленные неоднородностью земной коры, создают относительно малоразмерные, высокочастотные возмущения на фоне плавных низкочастотных вариаций поля, обусловленных крупноразмерными глубинными факторами. Эти возмущения и называют локальными аномалиями, а выявление таких аномалий в распределении упомянутых геофизических полей составляют одну из первоочередных задач геофизиков-разведчиков. Итак, аномалии являются следствием неоднородности геологической среды, их источник – геологические тела (возмущающие объекты), отличающиеся по своим физическим свойствам от окружающих (вмещающих) пород.

А теперь вернемся к основной классификации методов разведочной геофизики, то есть к классификации по основному физическому параметру. Эту классификацию можно представить в виде такой блок-схемы.



Из этой схемы следует, что все методы разведочной геофизики можно разделить на две большие группы – *методы естественных полей* и *методы искусственно создаваемых полей*.

Естественные поля возникли в процессе рождения и развития нашей планеты самопроизвольно. Это имманентные неотъемлемые признаки бытия Земли, как физического тела. Их действие – гравитацию, магнитные бури, проявление блуждающих токов испытывает на себе любое земное существо и любая земная инстанция. Больше того, без их действия эти земные существа уже не могут, по-видимому, существовать. Например, каждому известно какие неудобства испытывают в отсутствии гравитации космонавты и к каким последствиям привело бы их длительное пребывание в состоянии невесомости без специальных тренажеров.

Самое замечательное в практике методов естественных полей состоит в том, что не надо заботиться, не надо создавать источников их возникновения – они существуют сами по себе. И задача геофизика – исследователя заключается лишь в регистрации значений поля на дневной поверхности или в скважине с тем, чтобы выявить область возмущений – индикаторов неоднородностей среды, то есть потенциальных месторождений полезных ископаемых.

Однако, сама жизнь, нужды человечества нередко ставят перед геофизиками-разведчиками такие задачи, которые невозможно решить, опираясь на естественные поля. Эти задачи в обобщенной форме можно определить как задачи выделения слабых аномалий на фоне сильных помех, как задачи разделения сложных суммарных аномалий на отдельные составляющие, связанные с конкретными небольшими геологическими телами – источниками, как задачи повышения разрешающей способности геофизических методов разведки. Ведь под разрешающей способностью как раз и понимается способность выделять слабые сигналы, отдельно регистрировать быстро следующие друг за другом сообщения и т.п. Поэтому, чтобы такие задачи решить – приходится создавать искусственные источники для возбуждения геофизических полей: волнового, электрических и т.д., располагать эти источники поближе к тем местам, где геологи рассчитывают обнаружить месторождение и т.п.

Приведем такой пример. Основным методом поиска нефтегазоперспективных объектов является сейсморазведка – метод с искусственным возбуждением упругих колебаний при помощи специальных источников – взрывных, вибрационных и т.п. Но ведь известно, что в мире происходят естественные землетрясения – до 150 000 в год. И волны от этих землетрясений распространяются на громадные расстояния, регистрируются самыми удаленными – на десятки тысяч километров сейсмостанциями. Почему же нельзя эти волны использовать для поисков месторождений. Одна из причин состоит в ослаблении интенсивности волн, идущих от удаленных землетрясений, но главное не в этом. Допустим, что разведку мы проводим в Поволжье, а землетрясение произошло где-нибудь в Средней Азии. То есть волна должна пробежать расстояние до места регистрации в 3000км. Из источника эта волна отправилась в путешествие как короткий высокоинтенсивный импульс с преобладающим периодом T в 0,02 сек, то есть с частотой 50 Гц. Но по мере ее распространения геологическая среда, через которую двигается волна, поглощает высокочастотные составляющие спектра, поскольку «работает» среда как ФНЧ – фильтр нижних частот - и к месту регистрации преобладающий период растянется до 0,2 сек. Таким образом, если положить скорость движения волны равной в среднем 4000м/сек, длина этой волны $\lambda=VT$ увеличится от $4000 \cdot 0,02=80$ м до $4000 \cdot 0,2=800$ м. и если наш объект поиска(нефтегазовая структура) имеет амплитуду 200 м на глубине в 5 км, а толщина слоя – коллектора составляет 100м, что совсем не мало, то такого размера объект длинная (и вдобавок слабая) волна просто не заметит. Никакого отдельного отражения волны от кровли и подошвы такого пласта просто не будет. А если источник колебаний разместить на поверхности Земли прямо над объектом, то высокочастотный интенсивный короткий импульс длиной 30-50м «прошьет» эту толщу насквозь и доставит отраженную информацию в приемлемом для геологического прочтения виде.

Потому и приходится разрабатывать все новые и новые методы искусственных геофизических полей, что сложность геологических задач растет, а глубинность объектов поиска возрастает.

Теперь последовательно рассмотрим представленные на блок-схеме методы естественных полей.

Первой стоит здесь **гравиразведка**. Этим методом изучают аномалии Δg_a в распределении естественного поля силы тяжести, обусловленные плотностной неоднородностью Земной коры. То есть основным физическим параметром метода гравиразведки является плотность σ , измеряемая в кг/м^3 .

Диапазон изменения плотности пород земной коры – от $1,5 \cdot 10^3 \text{кг/м}^3$ у самых «легких» осадочных пород - опок до $3,1-3,2 \cdot 10^3 \text{кг/м}^3$ у самых «тяжелых» - ультраосновных магматических образований – габброидов и перидотитов, слагающих самую глубинную приподошвенную часть разреза кристаллического фундамента платформенных территорий. Наиболее распространенные среди осадочных образований – песчаники и известняки характеризуются значе-

ниями плотности в $2,3-2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и $2,5-2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ соответственно. Кислым – гранитным – кристаллическим породам свойственны значения σ на уровне $\sim 2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а основным – базальтовым – $2,9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Основным параметром поля, то есть главной регистрируемой физической величиной является Δg – ускорение силы тяжести (свободного падения), измеряемого в миллигалах (мГал). Размерность этой величины м/сек². Один Гал – это $1 \cdot 10^{-2} \text{ м/сек}^2$. Обычно аномалии, обусловленные гравитационным влиянием локальных нефтегазоносных структур, измеряются величинами в первые единицы – десятые доли мГал. Именно по этой причине в качестве рабочей единицы, характеризующей поле, выбрана такая маленькая величина – тысячная доля единицы ускорения свободного падения $1 \text{ мгал} = 1^{-3} \text{ Гал} = 1 \cdot 10^{-5} \text{ м/сек}^2$. Единица напряженности гравитационного поля 1 Гал названа так в честь величайшего ученого всех времен и народов Галилея, с которого, можно сказать, и началась наука как самостоятельная сфера человеческой деятельности. Ведь Галилей первым создал действующую модель, объясняющую «механизм» солнечной системы и с него, таким образом, началось моделирование как универсальный способ научного познания физического мира.

Вторым в нашем списке естественных методов разведочной геофизики стоит **магнито-разведка**, которая изучает аномалии ΔT_a в распределении геомагнитного поля, обусловленные различной способностью горных пород намагничиваться, воспринимать намагничение. То есть основным физическим параметром этого метода является магнитная восприимчивость, обозначаемая греческой буквой χ . χ – это коэффициент пропорциональности между намагниченностью \vec{J} и напряженностью намагничивающего поля \vec{T} , то есть $\vec{J} = \chi \vec{T}$. Размерность величин J и T одинаковая, это или А/м (ампер на метр – основная единица напряженности магнитного поля) или нТл (нотесла – то есть $1 \cdot 10^{-9} \text{ Тл}$, главная рабочая единица магнитной индукции, которую, как правило, и регистрирует прибор – магнитометр). Таким образом, сама по себе магнитная восприимчивость χ – величина безразмерная, относительная. Измеряется она в единицах СИ и не имеет какого-либо звучного собственного имени. Для большинства осадочных пород величины χ очень малы и составляют $n \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, где n , как правило, измеряется единицами или первыми десятками. Так у известняков χ обычно не превышает $10-20 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, а для терригенных песчаных пород $50-70 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$. Для кислых кристаллических пород значения χ тоже сравнительно малы – $150-500 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, и только у основных и ультраосновных пород, содержащих значительное количество окислов железа χ превышает 1000, а иногда и $10000 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$. Ведь именно окислы железа и, в первую очередь, магнетит – Fe_3O_4 , наиболее распространенный из них, служат носителями магнетизма в горных породах. Основная единица напряженности T магнитного поля это, как уже говорилось, А/м, но прибор магнитометр измеряет индукцию в нТл, поэтому именно магнитная индукция (нТл) выступает обычно в качестве главного параметра магнитного поля. Средний уровень значений магнитного поля на широте г. Саратова составляет $\sim 45\,000 \text{ нТл}$, а аномалии ΔT , обусловленные влиянием нефтегазоперспективных структур характеризуются величинами, не превышающими первые десятки нТл или еще меньше. Тем не менее, в магнитном поле находят отображение (по данным В.Г.Мавричева, 1984г.) свыше 75% всех нефтегазовых месторождений.

Третьим по списку естественных полей идут некоторые методы **электроразведки**. К ним относятся методы, в которых измеряются так называемые локальные поля постоянного тока, возникающие в геологической среде в связи с окислительно-восстановительными, диффузионно-адсорбционными и иными процессами, а также методы переменного тока, в которых измеряются поля, связанные с непостоянством солнечной радиации и возмущенным состоянием ионосферы – магнито-теллурические методы, в частности МТЗ – магнито-теллурическое зондирование. Основным физическим параметром этих методов является удельное электрическое сопротивление горных пород, обозначаемое греческой буквой ρ и измеряемое в Ом·м (Омометрах). ρ в горных породах изменяется в очень широких пределах: от 0 до ∞ . Самые большие значения сопротивлений характерны для каменной соли – до $10^6-10^{14} \text{ ом} \cdot \text{м}$ и в кристаллических породах – более чем $10^3 \text{ ом} \cdot \text{м}$, а самые маленькие, измеряемые сотыми долями ом·м для водонасыщенных песчаных образований. Основной измеряемой величиной, то есть параметром физического поля, в электроразведочных методах, служит разность потенциалов, или напряже-

ние, определяемое в милливольтках (мв), а если в качестве измерительного элемента используется, к примеру, линейный проводник (кусочек провода длиной в несколько десятков или сотен метров), то в мв/м (милливольт на метр или милливольт на километр). Так в локальных полях постоянного тока, связанных с окислительно-восстановительными процессами, происходящими в сульфидных проводящих телах, возникают нередко аномалии интенсивностью до 500 мв, но по большей части эти аномалии не превышают значений порядка нескольких десятков милливольт. В основном, интенсивность аномалий обусловлена размерами возмущающих тел – источников и контрастностью их электрических свойств в сравнении с вмещающими геологическими образованиями.

Далее в перечне следуют некоторые методы **ядерной геофизики**. Здесь речь идет в первую очередь о полевой радиометрии, где на дневной поверхности измеряется естественная радиоактивность и выявляются тем самым месторождения урановых руд и о скважинном методе гамма-каротажа с задачей опознания в разрезе пластов с повышенной интенсивностью гамма-излучения – характерных геофизических реперов, облегчающих контроль за изменчивостью разреза в межскважинном пространстве.

Наконец, последней в нашем списке методов естественных полей стоит **терморазведка**, изучающая аномалии в распределении теплового поля Земли, обусловленные различной теплопроводностью (температуропроводностью) горных пород.

И полевая радиометрия, и терморазведка используются в настоящее время гораздо реже вышеперечисленных классических методов разведочной геофизики и по этой причине мы не будем останавливаться на них подробно.

Из методов искусственных полей особо выдающуюся роль играет **сейсморазведка**, которая является самым главным, внеконкурентным, методом в нефтегазовой геофизике. Достаточно сказать, что ни одна поисковая скважина на нефть не будет забурена, если отсутствует соответствующее сейсморазведочное обоснование, то есть если не были проведены на разведываемой площади полевые сейсморазведочные работы, не построены по их результатам необходимые структурные карты, не выделена в перспективном по оценке геологов интервале разреза структура-ловушка и не защищен на специальном заседании научно-технического совета организации, проводящей разведку, проект – «паспорт» на заложение поисковой скважины. *В сейсморазведке изучаемое поле – волновое – возбуждается взрывами из неглубоких скважин или искусственными, главным образом, вибрационными источниками, а специальные приборы сейсμοприемники регистрируют волны, отраженные или преломленные на границах раздела геологических напластований, разделяющих толщи с разной скоростью распространения упругих волн, возбужденных упомянутым виброисточником или взрывом. Таким образом, основным физическим параметром метода является скорость распространения волн (преимущественно продольных), обозначаемая латинской буквой V и измеряемая в м/сек (метрах в секунду). Диапазон изменения таких скоростей от ~500 м/сек в приповерхностной части разреза, именуемой зоной малых скоростей (ЗМС), до 6000-7000 м/сек в породах кристаллического фундамента. В терригенных осадочных породах скорость (в среднем) достигает 3000-4000 м/сек, а в карбонатных (известняках) доходят до 5000-5500 м/сек. Основная измеряемая величина, то есть параметр физического поля, в сейсморазведке это время прихода волн к сейсμοприемникам, измеряемое в секундах. Кроме того, в сейсморазведке изучаются и оцениваются параметры, характеризующие сам по себе волновой процесс – форма колебаний, их частотный спектр, интенсивность, длительность импульсов отражений и пр. Это так называемые *динамические характеристики*, содержащие сведения о составе и свойствах пород, через которые пробегает волна, в то время как *кинематическая характеристика* время содержит сведения о глубине залегания отражающих и преломляющих границ и об их геометрии, пространственных конфигурациях. Тем самым, именно из данных сейсморазведки извлекается информация о структурном каркасе изучаемого геологического разреза, а данными других методов, например электроразведки, этот каркас наполняется литологическими, флюидальными и иными вещественными характеристиками.*

Помимо сейсморазведки, к искусственным относятся некоторые методы электроразведки, в частности, *методы сопротивлений на постоянном токе*, наиболее широко применяемые в

инженерной геофизике, экогеофизике и пр. Когда-то эти методы, например *метод вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ)* были самыми главными в геофизической разведке, с них она, можно сказать, начиналась. Но в наше время, когда глубинность исследований многократно возросла, методы постоянного тока утратили свое значение, поскольку их глубинность ограничена естественными высокоомными экранами – толщами высокого сопротивления (например, галогенными), через которые постоянный ток пробиться не может. Поэтому в нефтегазовой геофизике ведущую роль играют теперь методы переменного тока – естественные (МТЗ) и, особенно, искусственные, такие как *ЗСБ – зондирования становлением поля в ближней зоне*. Об основных физических параметрах и измеряемых величинах в электроразведке уже говорилось выше и, поэтому, повторяться не будем.

Наконец, несколько слов необходимо сказать и об искусственных ядерно-геофизических методах. Это многочисленные методы исследования скважин, основанных на вторичном гамма-излучении, вызванном с помощью специальных источников радиоактивности, помещаемых в опускаемый в скважину прибор-зонд. К числу наиболее востребованных из них относятся *ГГК (гамма-гамма-каротаж)*, *НГК (нейтронный гамма-каротаж)*, *ИНК (импульсный нейтронный каротаж)* и др. С помощью этих методов оценивают такие характеристики пород как пористость, нефтенасыщенность и пр.

Помимо основной классификации целесообразно остановиться на двух других, с тем, чтобы ввести в оборот термины, к которым уже приходилось и еще неоднократно придется обращаться вновь.

Целевая и технологическая классификация методов.

Под целевой (объектной) классификацией подразумевается объединение тех или иных методов разведочной геофизики в комплексы, ориентированные на решение определенных геологических задач и в частности задач поиска месторождений определенных полезных ископаемых – нефти и газа, угля, железных и неметаллических руд и т.д. Так крупнейшим и, безусловно, передовым отрядом современной разведочной геофизики является нефтегазовая.

Нефтегазовая геофизика включает в себя все основные, классические методы геофизической разведки, названные выше: сейсмо-, электро-, грави-, магнито-, а также методы ядерной геофизики и терморазведку. С помощью этих методов решаются все геологические задачи в сфере поиска нефтегазовых месторождений. Это задачи регионального и зонально-регионального уровня – то есть задачи изучения определяющих черт геологического строения крупных регионов с целью уточнения контуров седиментационного бассейна (нефтегазоносной провинции) в целом, выявления в его пределах нефтеперспективных областей и зон – структур второго порядка, региональных зон выклинивания нефтегазоносных толщ, крупных выступов фундамента, глубинных разломов, задачи оценки общей мощности осадочного чехла и земной коры в целом и т.п. Главенствующую роль при решении таких задач играют грави- и магнито-разведка, а также отработка отдельных региональных опорных сейсмопрофилей и зондирований МТЗ. Такие исследования обозначают термином **региональная геофизика**. После завершения региональных съемок (обычно это исследования, которые проводятся в рамках масштаба 1: 200 000 и 1: 100 000) проводятся площадные исследования с целью выявления и подготовки к бурению (это уже поисковый этап) локальных структур - ловушек нефти и газа, масштаб съемок здесь уже 1: 50 000 или крупнее, а работы эти в целом принято именовать **структурной геофизикой**. При решении этих задач на первый план выдвигается сейсморазведка, которая, в зависимости от геологических условий проведения работ «усиливается» комплексированием с электроразведкой, а иногда и с другими геофизическими методами, или даже с глубоким поисковым бурением. Помимо таких чисто структурных задач геофизикам-нефтегазовикам приходится заниматься прогнозом литологии и нефтегазоперспективности толщ разреза, то есть решать задачи **ПГР (прогнозирования геологического разреза)** и **ПМП (прямых методов поиска)** нефти и газа. Таким образом, можно сказать, что современная нефтегазовая геофизика это уже **структурно-формационная геофизика**, а не просто структурная, как некогда прежде. Успешное решение таких задач осуществляется путем широкого комплексирования сейсморазведочных со всеми имеющимися дополнительными геолого-геофизическими данными. Глу-

бинность геофизического зондирования геологической среды в нефтегазовой геофизике составляет на сегодняшний день в среднем 4-6 км, поэтому здесь используют самые мощные, технологичные, помехоустойчивые и, следовательно, дорогостоящие разведочные системы. Можно поэтому с полным основанием утверждать, что нефтегазовая геофизика это самый передовой, самый продвинутый в теоретическом и техническом плане отряд современной геофизики. Во многом, конечно, это обусловлено той ролью, которую играют нефть и газ как главные энергоносители в современном мире.

В комплекс, называемый **рудной геофизикой**, также входят все методы разведочной геофизики, однако на первых ролях здесь находится уже не сейсморазведка, а различные модификации электроразведки, основанные на регистрации искусственных и естественных полей постоянного и переменного тока, а также грави- и магниторазведка, радиометрия и пр. Использование сейсморазведки в рудной геофизике ограничивается шероховатостью (негладкостью) отражающих границ и, зачастую, крутыми углами их наклона, а снижение глубинности исследования до 400-600м - сложной структурой рудных полей.

Большим своеобразием отличается **инженерная геофизика**, объектом исследования которой служит верхняя часть геологического разреза – то есть толща в первые 100-200 метров от дневной поверхности. Инженерно-геофизические работы ведутся с целью обоснования выбора транспортных трасс, в первую очередь, железнодорожных магистралей, трубопроводов, площадок для строительства крупных сооружений, аэропортов, поскольку здесь возникает необходимость в оценке крепости и просадочности грунтов, их способности удерживать фундаменты тяжелых построек и пр. Большую роль играет инженерная геофизика при изучении явлений карста, укреплении оползневых склонов и мониторинге оползневых процессов и т.п. Наиболее востребованы в инженерной геофизике разнообразные малоглубинные модификации методов сопротивления на постоянном токе – ВЭЗ, электропрофилирование и др., сейсморазведка методом первых вступлений преломленных волн (МПВ), иногда применяются грави- и микромагнитные съемки и пр.

Существуют и другие целевые комплексы – угольная и нерудная геофизика, техническая и археологическая геофизика, экологическая, гидрогеологическая и почвенно-мелиоративная, гляциологическая и мерзлотная.

Наконец, третья – *технологическая классификация* - объединяет различные методы геофизики по условиям проведения работ, месту размещения измерительной аппаратуры и т.п. По этим причинам выделены в отдельные технологические комплексы:

аэроспутниковая геофизика (регистрация изменчивости геофизических полей с борта самолета или спутника – аэромагнитные наблюдения, многозональная аэрофотосъемка, радиоволновые наблюдения, эманиционная газосъемка и т.п.);

морская геофизика (сейсмические и гравиметрические измерения с помощью специально сконструированных для измерения в водной среде (донный гравиметр) и специальных технологических систем – плавающие сейсмокосы с смонтированными в них пьезосейсмоприемниками и пр.);

полевая геофизика – самая распространенная технологическая система, когда наблюдения проводятся на поверхности суши.

Именно в полевой геофизике используются и для нее разрабатывается все современные наиболее совершенные системы наблюдений, аппаратные комплексы, технологии обработки данных и интерпретации. В полевую геофизику уходят до 70% выпускников ВУЗов, обучавшихся по геофизической специальности. Другой мощный отряд выпускников вливается в **промысловую геофизику** или как чаще говорят в последнее время **ГИС – геофизические исследования скважин**. В комплекс промысловой геофизики входят *каротажные работы, геолого-технологические исследования и технические операции по обслуживанию скважин*. **Каротаж** – это непрерывное изучение физических свойств горных пород вдоль ствола скважины, которое проводится с помощью специальных приборов, помещаемых в зонд. Зонд спускается на прочном кабеле на забой скважины после завершения процесса бурения и укрепления ее ствола обсадными колоннами и далее производится в процессе постепенного подъема зонда измерение значений соответствующего физического поля вдоль ствола до самой дневной поверхности в

зависимости от типа измеряемого поля. Различают *электрический, радиоактивный, акустический, магнитный, плотностной* и другие виды каротажа. Некоторые из них, как например, *электрический* или *радиоактивный* имеют множество разновидностей, каждая из которых ориентирована на решение какой то сравнительно узкой частной задачи. Так, электрический каротаж КС (кажущихся сопротивлений) кровельными градиент-зондами нацелен на выделение верхней границы пласта, подошвенными градиент-зондами на выделение нижней границы, а потенциал-зондами на выделение самого пласта как такового.

Геолого-технологические исследования проводятся непосредственно в процессе бурения в необсужанной скважине с целью контроля за искривлением ее ствола в процессе бурения (*инклинометрия*), определения эффективного диаметра скважины (*кавернометрия*), за содержанием растворенного газа в буровом растворе по мере углубления забоя (*газовый каротаж*) и пр. **Операции по техническому обслуживанию скважин** - это *определение высоты подъема цементного кольца* при цементации затрубного пространства после спуска обсадной колонны, *перфорация* и пр.

Место разведочной геофизики среди других геологических наук.

Разведочная геофизика насчитывает примерно 100 лет своего существования. Она началась с полевых и скважинных электроразведочных работ постоянным током в начале двадцатого столетия на нефтепромыслах Баку, куда приехала группа французских специалистов, руководимых братьями Шлюмберже. Следующей вехой в истории разведочной геофизики можно считать работы по разведке КМА (Курской магнитной аномалии). Правительственную комиссию по изучению КМА, созданную в годы гражданской войны, возглавили геолог - академик И.М.Губкин и физик - академик П.П.Лазарев. Именно тогда впервые были проведены геофизические наблюдения в широком комплексе, в которых приняли участие тогда еще очень молодые, а впоследствии самые именитые ученые-геофизики. Среди них был Всеволод Владимирович Федынский, будущий организатор и руководитель и руководитель геофизической службы в министерстве геологии СССР, заведующий кафедрой геофизических исследований Земной коры в МГУ им.Ломоносова.

Затем в 30-е годы в районе южной Эмбы был создан полигон, где разрабатывались и опробовались все геофизические методы того времени, включая сейсморазведку методом отраженных волн (патент на изобретение метода отраженных волн - МОВ получил в 1923 году Владимир Сергеевич Воюцкий) и сейсморазведку КМПВ –корреляционным методом преломленных волн, который создавался академиком Григорием Александровичем Гамбурцевым и его учениками Ю.В.Ризниченко, И.С.Берзон, М.А.Епинатьевой из института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. Нельзя не упомянуть, что и прибор – сейсмограф еще в 1909 году создал замечательный русский ученый – Б.Б.Голицын.

Уже после окончания Великой Отечественной войны в нашей стране стали возникать специализированные геофизические разведочные тресты (в том числе и Саратовский), а в ВУ-Зах – кафедры геофизических методов разведки (в том числе в СГУ в 1949 году. Основателем кафедры стал А.С. Грицаенко, руководивший ею до 1973 года.). В итоге, к настоящему времени разведочная геофизика стала играть выдающуюся роль в современной геологии. Этому способствовали следующие четыре обстоятельства.

1) Разведочная геофизика сделала возможным резкое увеличение глубинности геологических исследований – изучение строения Земной коры на полную мощность, картирование рельефа поверхности кристаллического фундамента и погребенных структурных планов горизонтов осадочного чехла, трассирование глубинных разломов и, в целом, решение задач тектонического районирования территорий, без чего невозможна выработка оптимальной стратегии поисково-разведочных работ (ППР).

2) Данные геофизической разведки – как приборная информация – носят объективный характер и отличаются свойством повторяемости при производстве неоднократных наблюдений в одних и тех же условиях. В то же время изменчивость этих данных может быть обусловлена только изменчивостью самой геологической среды и это обстоятельство создает фундаментальные основания для использования геофизических методов как наилучшего аппарата для мони-

торинга окружающей среды применительно ко всем земным сферам – газовой, водной и твердой.

3) Этому способствует и объемный характер геофизической информации, то есть существующие возможности регистрации изменчивости полей на всех уровнях – над Землей, на ее поверхности и во внутренних точках среды.

4) Наконец, геофизические исследования существенно снижают стоимость геологоразведочных работ (особенно в сопоставлении с глубоким бурением), существенно экономят временные затраты и минимизируют риски при постановке и проводке скважин глубокого бурения. Мобильность геофизической аппаратуры, достаточная точность и производительность съемок позволяет проводить высокоэффективные наблюдения в самых разнообразных природных условиях.

Все это превращает геофизическую разведку в «глаза и уши» современной геологии, обеспечивают ей ведущее место среди других средств геологических исследований. Нельзя не сказать еще о двух аспектах геофизики, особенно заметных в эпоху становления нелинейной динамики как полидисциплинарной науки, претендующей на то, чтобы сформировать современную картину мира.

Во-первых, данные геофизики послужили основой для возникновения и развития новой науки о физических процессах, обуславливающих тектоническую активность Земли и называемой *геодинамикой*. В то же время геофизика с присущим ей количественным подходом к анализу разноплановых природных явлений существенно изменила мировоззрение геологов, занимающихся проблемами глобальной эволюции Земли. По мере становления геодинамики планета стала рассматриваться как объект, развивающийся в соответствии со строгими законами физики. Это перевело геофизику в разряд концептуальной основы современной геологической теории и наложило ограничения на фантазии геологов.

Во-вторых, геофизика и геодинамика – это науки, через которые в геологию проникают современные познавательные модели или парадигмы. Парадигма (от греческого – пример, образец) понимается как исходная модель постановки и решения проблем, способ упорядочения (систематизации) и истолкования конкретного материала, практикуемый учеными различных специальностей и убеждений. Такой современной парадигмой является синергетическая. Нельзя также забывать, что через геофизику и геодинамику в геологию приходит строгий язык формализации понятий и постановки задач – математический. Прогрессирующая математизация геологии способствует значительному повышению ее статуса в сообществе естественных наук. Так, сейчас уже существуют и находятся в довольно развитом состоянии и нелинейная геофизика и нелинейная геодинамика, органично вписанные в русло синергетической модели. Чтобы не повторяться, имеет смысл адресовать читателя к главе, подготовленной нами для вышедшего недавно в издательстве СГУ учебного пособия «Введение в геофизику», 2006, где нелинейные аспекты геофизики освещены более обстоятельно.

В заключительной части этой лекции мы остановились на достоинствах, преимуществах геофизических методов при проведении геолого-разведочных работ, но есть у этих методов и свои недостатки, ограничения. Об этом позже.

Лекция 2. Информационная модель геофизики.

Работа геофизика – разведчика начинается с проведения геофизических съемок, то- есть с регистрации с помощью специальных приборов – гравиметров, магнитометров и т.п. – значений того или иного *геофизического поля* в воздухе, на поверхности Земли или во внутренних точках среды (в скважине) по определенной схеме наблюдений (например, вдоль какого-либо профиля снимаются показания прибора через выбранный интервал – 50,100 или 200 метров). *Под геофизическим полем мы будем понимать пространство, в котором действует какая-то сила (тяжести, земного магнетизма и пр.) и в каждой точке которого могут быть определены величина и направление действия этой силы.* Каждое физическое поле определяется своими *параметрами*, причем главным таким параметром обычно является его *напряженность*. Так напряженность гравитационного поля оценивается таким параметром как ускорение свободного падения g , о чем уже говорилось ранее.

Далее изучается распределение значений параметров поля по площади или по профилю, то есть анализируются особенности структуры этого поля. Распределение параметров зависит, как уже упоминалось вскользь, не только от строения Земли в целом (определяемого *нормальным полем*, под которым в геологоразведке обычно понимается поле над однородным разрезом), но и от неоднородностей геологического строения Земной коры, создающих *аномальные поля*. Таким образом, *в практическом плане геофизика разведочного назначения как раз и служит для выявления аномалий в распределении геофизических полей, обусловленных неоднородностями строения геологического разреза.* Наличие таких аномалий тем самым является индикатором, указывающим на существование неоднородностей – вероятных месторождений полезных ископаемых. Аномалии в распределении, к примеру, поля силы тяжести Δg - это относительные максимумы или минимумы напряженности, это гравитационные ступени – линейные зоны сгущения изолиний, которые обычно наблюдаются над разломами в Земной коре и т.п. В волновом поле – аномалии это участки временного разреза, на которых наблюдаются антиклинальные изгибы отражающих горизонтов или места с выраженным и отличным от прилегающих областей рисунком волнового поля.

Итак, именно *аномалии – это в разведочной геофизике основной источник геологической информации.* Главная особенность такой информации принципиально отличающейся от собственно геологической информации, т.е. информации, доставляемой не геофизическими, а обычными, традиционными методами геологической разведки – геолого-съемочными, буровыми и пр. – это ее *косвенный характер*. Так, в процессе геологической съемки исследователь вступает в непосредственный, чувственный контакт с породой – он видит саму эту породу, различает отдельные минеральные включения, может попробовать ее на вкус, капнуть на нее кислотой и т.д. Он может отобрать из обнажения образец породы, изготовить из него шлиф, рассмотреть его под микроскопом и т.д. То-есть обычная геологическая информация – это прямые, непосредственные сведения о строении разреза, составе пород, их минералогической или флюидальной характеристике, глубинах залегания пластов и многое другое. А геофизическая информация – это косвенные сведения в виде возмущений того или иного поля, выраженные в миллигаллах, нанотеслах, интенсивностях вторичного гаммаизлучения, временах прихода волн к сейсмоприемникам, их динамических характеристиках и т.п.

Косвенный характер геофизической информации требует преобразования ее в прямые геологические понятия и категории. Из геофизических данных геологическую информацию еще надо извлечь! Процесс и результат этого извлечения, то есть **процесс и результат преобразования косвенной геофизической информации в прямые геологические понятия и категории носит название интерпретации геофизических данных.**

Таким образом, результатом интерпретации является прежде всего установление *геологической природы* геофизической аномалии или, иными словами, установление источника этой аномалии в геологическом разрезе и определение параметров источника, как *геометрических* (форма, размеры, глубина залегания), так и *петрофизических* – плотность, удельное электрическое сопротивление и пр.

Определение геометрических и физических параметров объекта (P_0) по аномальным параметрам физических полей (P_a) называется решением *обратной задачи геофизики*. Можно сказать, что проинтерпретировать аномалию – это значит решить обратную задачу геофизики. Можно также утверждать, что **все геологические задачи, то- есть прежде всего задачи поисков и разведки месторождений, являются обратными**.

Однако, решение таких обратных задач оказывается делом весьма сложным, так как это задачи *некорректные*. Условия корректности были почти 200 лет тому назад сформулированы французским математиком Адомаром. По Адомару задача считается корректной, если одновременно выполняются 3 условия:

1. Решение этой задачи существует.
2. Оно единственно.
3. Оно устойчиво.

На самом деле выполнение этих условий в большинстве случаев негарантировано и необходимо каким-то образом преодолеть или, как это обычно говорится, «снять» эту проблему, а выражаясь точнее, все три проблемы: существования решения, единственности и устойчивости.

Именно из некорректности обратных задач следует **идея модельности**, которую академик В.Н.Страхов назвал первой **центральной идеей** разведочной геофизики. Эта идея состоит в поиске решения обратной задачи через «систему допущений о распределении источников аномалий (то есть модели этого распределения) и через заданное приближенно физическое поле (приближенно потому, что определено это поле в результате наблюдений, осуществленных не сплошь, а по определенной системе точек или профилей на площади, с приборами определенного класса точности, определенной погрешностью измерений и пр.). Другими словами идея модельности состоит в решении некорректных обратных задач, через решение корректных прямых.

Под *прямой задачей геофизики* понимается определение аномальных параметров физических полей P_a по известным, или, точнее, заданным геометрическим и физическим параметрам объекта P_0 .

То есть, если формализованная постановка обратной задачи может быть записана как

$$P_a \rightarrow P_0,$$

то постановка прямой выглядит как

$$P_0 \rightarrow P_a.$$

Таким путем удается «снять» проблему существования решения, так как всегда можно «придумать» такое распределение источников, которое позволит получить *полностью адекватную наблюденной картину распределения поля*.

«Придумать» в данном случае значит построить модель распределения источников. Но для построения модели надо иметь какие-то исходные данные, какие-то априорные, предварительные сведения о строении разреза, об объектах поиска, о свойствах пород, то есть надо иметь некоторую фактографическую основу для создания такой модели. Этой основой служат все имеющиеся данные об изученности разреза территории исследований: результаты геологических съемок, бурения скважин, полевых и скважинных геологических работ, наконец, разного рода литературные данные – фондовые и опубликованные. Нелишне вспомнить, что подобные материалы – осмысленные и проанализированные - составляют обязательный раздел любого геофизического отчета, который носит название «геолого-геофизическая изученность» и который предназначен как раз для синтеза *априорной физико-геологической модели*, необходимой для решения прямой задачи геофизики. Само по себе решение прямых и обратных задач в каждом методе основано на известных из теории физических полей интегральных и дифференциальных уравнениях связи P_a и P_0 (теории потенциала, уравнений Максвелла, волнового уравнения). Такое решение называют **математическим моделированием**. При этом реальные аномалиеобразующие объекты аппроксимируются (упрощенно описываются) **физико-геологической моделью (ФГМ)**.

Сам процесс моделирования можно представить следующим образом:

1. Синтезируется по результатам изученности разреза исходная (априорная) ФГМ – плотностная или петромагнитная и т.п.

2. Решается прямая задача гравиразведки (или магниторазведки и т.п.) – вычисляется теоретическое (модельное) поле .

3. Это расчетное поле Δg , сопоставляется с экспериментально наблюдаемым, то есть зарегистрированным исследователем при отработке данного профиля и специальным образом предварительно обработанным (внесением поправки за рельеф местности, за влияние верхней части разреза и пр.).

4. В случае расхождения наблюдаемого и расчетного полей модель подвергается определенной корректировке (исправлению) и повторяется решение прямой задачи. Затем снова сравнивается расчетный и наблюдаемый эффект. Эти процедуры повторяются до тех пор, пока не будет достигнута требуемая степень совпадения расчетной кривой с экспериментальной. То есть идет процесс подбора модели под наблюдаемое поле, который завершается достижением некоторого минимума среднеквадратического отклонения $\Delta g_{\text{расч}}$ от $\Delta g_{\text{аном}}$, причем величина этого минимума задается директивным образом, исходя из геологических условий проведения работ и характера решаемой задачи.

В результате такого подбора получается некоторое *эквивалентное* решение поставленной задачи, которое в неблагоприятной геолого-геофизической ситуации, например для объектов малого размера на большой глубине, может оказаться несоответствующим объективной реальности. Эквивалентное, то есть одно из многих возможных решений, для которых существует требуемая сопоставимость расчетного и наблюдаемого эффектов. Чтобы повысить степень достоверности получаемых решений необходимо задействовать дополнительную информацию: результаты нескольких геофизических методов, опорные скважины и пр. Тем самым реализуется **вторая центральная идея разведочной геофизики – идея комплексирования**. Комплексирование позволяет «снять» проблему неединственности и неустойчивости при решении обратных задач. Вопросы практики комплексирования рассмотрены нами в учебном пособии «Комплексная интерпретация геофизических данных», вышедшем в свет в 2006 году [6] . И поэтому здесь нет смысла останавливаться на этой проблематике. Отметим только, что осуществление комплексного подхода к интерпретации данных различных геофизических методов будет на деле означать, что используемые ФГМ должны быть не однопараметровыми (скажем, плотностная или петромагнитная), а многопараметровыми и при этом геологически непротиворечивыми. Такие модели называют **согласованными**.

Под согласованностью понимается единство геологической трактовки результатов разных методов, то есть создание такой единственной модели распределения источников аномалий, которая удовлетворяет наблюдаемой картине распределения всех полей, включенных в комплекс.

Методология согласования также рассмотрена в упомянутом учебном пособии.

Таким образом, удастся в конце концов обратную задачу решить и тем самым априорную модель уточнить, исправить, превратить ее из предварительной в итоговую, *апостериорную* ФГМ, то есть такую, которая построена с использованием новой информации, полученной в результате проведения полевых наблюдений и их обработки. Эта ФГМ представляет собой распределение в геологическом пространстве геометрически и петрофизически параметризованных геологических тел (структурно-вещественных комплексов пород, охарактеризованных значениями плотности, намагниченности, удельного электрического сопротивления и т.д.), вместе с ансамблем геофизических эффектов (кривых Δg , ΔT и т.д.), обусловленных этими телами. То есть такая ФГМ – это синтез петрофизической модели (ПФМ) среды и математической модели поля, выверенной по экспериментально наблюдаемому материалу.

Тем самым удастся завершить первый важный этап интерпретации – перейти от геофизических полей к геологической среде, от параметров аномалий к параметрам аномалиеобразующих объектов – геометрическим (форма, размеры, глубина залегания) и петрофизическим (плотность, намагниченность, скорость распространения волн и пр.).

Этот полученный результат нередко именуют *геофизической интерпретацией*, подчеркивая этим то обстоятельство, что петрофизические величины, хотя и являются уже вещественными характеристиками геологической среды, но это еще не те прямые геологические параметры, которые больше всего интересуют недропользователя – то есть не литология, не текстурно-структурные, фильтрационно-емкостные и иные параметры, которые позволяют решить конечную задачу – задачу собственно геологической интерпретации, задачу обращения физико-геологических параметров объекта в геолого-геометрические, физических свойств - в геологические.

Решение этой последней задачи – задачи собственно геологической интерпретации осуществляется в рамках *петрофизики* – научной дисциплины на стыке петрологии и физики горных пород, предназначенной устанавливать теоретические, эвристические и статистические связи между физическими и геологическими свойствами. Основная трудность здесь состоит в том, что если физические свойства всегда выражаются количественно, то геологические не всегда можно формализовать в виде чисел. Так литологическая характеристика в виде описания вещественного состава осадочных пород, их структурно-текстурного строения и т.п. по существу числом не передается. Тем не менее, существуют примеры, когда литология (параметр Л) представляется последовательностью чисел от 1 до 14, причем значениями 1, 2, 3 – индексируются тяжелые, средние и легкие глины (соответственно), 4, 5, 6 – такие же суглинки, 7, 8, 9 – супеси, 10, 11, 12 – пески, 13 – галечники и 14 – валуны. В этом ряду Л определяется средним диаметром твердых частиц (d_{cp}), который является основным диагностическим критерием (признаком) пластичных и рыхлых осадочных пород.

Пустотность породы может быть выражены через *пористость и трещиноватость*, то есть отношение объема пор и трещин к объему твердой фазы или общему объему породы. *Флюидонасыщенность* характеризуется через *коэффициенты газо-, нефте- и водонасыщенности*, или через отношение объемов этих фаз к объему всех пор (k_g, k_n, k_v), а также через коэффициент фильтрации (k_f), проницаемость (k_m) и т.д.

Физико-геологические связи *многофакторны*, поэтому их лучше всего определять с помощью многомерной корреляции. С этой целью для любого геологического свойства изучаемого района надо построить уравнение многомерной связи (уравнение регрессии) с рядом геофизических свойств (о корреляции вообще и моделях многомерной регрессии подробнее написано в учебном пособии [6]).

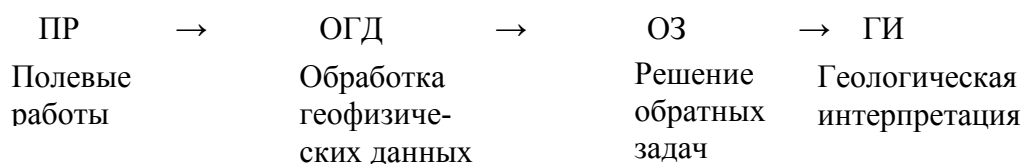
Например, коэффициент нефтенасыщенности можно попытаться определить по такой формуле:

$$K_n = aV_p + b\rho + c\eta,$$

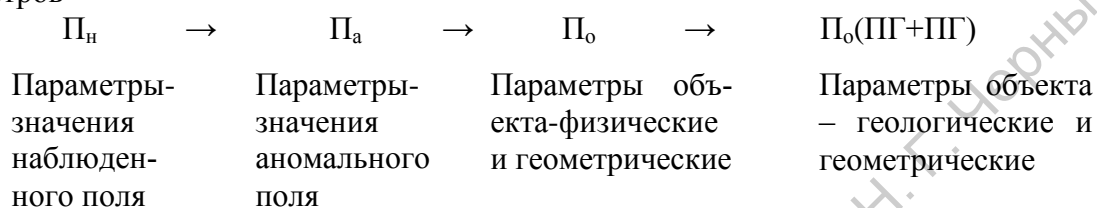
где v_p – скорость распространения продольных волн, ρ – удельное электрическое сопротивление породы, η – *поляризуемость*, a , b и c – коэффициенты связи, которые определяются в ходе эталонирования (обучения) на участках с известными K_n , V_p , ρ и η нефтеносных пород изучаемого района.

Действительно, нефтенасыщенность породы обычно сказывается на скорости распространения волн через нефтесодержащую толщу - v_p снижается примерно на 10%, тогда как сопротивление ρ напротив существенно возрастает и на несколько процентов увеличивается поляризуемость. Однако прогнозировать K_n по какой-либо одной из этих характеристик дело крайне ненадежное, поскольку они могут реагировать не только на нефтенасыщение, но и на другие, самые различные обстоятельства. Поэтому пытаться по одному геофизическому свойству определить интересующую нас геологическую характеристику, то есть воспользоваться для этой цели одномерными уравнениями линейной связи – это значит почти наверняка дать неверный прогноз. Надежность прогнозирования растет с увеличением числа членов многомерного регрессионного уравнения, и только многомерные операторы прогноза могут оказаться действенными. Главный источник сведений, необходимых для формирования петрофизических моделей – моделей связи между физическими и геологическими свойствами – это материалы ГИС (геофизических исследований скважин). Если в пределах изучаемой площади пробурено и изучено различными видами каротажа несколько скважин, то есть имеется выборка данных, на которой могут быть найдены коэффициенты связи (a , b , c и т.д.) между физическими и геологи-

ческими свойствами (такая выборка именуется эталонной) и если удалось обосновать правомерность использования найденных коэффициентов в пределах всей площади или хотя бы ее части, то можно осуществлять прогнозирование значений K_n на этой территории. Суммируя изложенные соображения, можно утверждать вслед за В.К. Хмелевским [5], что геофизические исследования представляют собой такую последовательность операций



В свою очередь, данная последовательность позволяет получить такую цепочку параметров



Обе эти последовательности образуют так называемую **информационную модель геофизики**. Каждый этап работы, каждый информационный элемент цепочки характеризуется определенной погрешностью, а их сумма определяет итоговую погрешность. Наиболее управляемы погрешности наблюдений и обработки данных, наиболее трудно минимизировать погрешности решения обратных задач и геологической интерпретации.

Итак, мы рассмотрели некоторые общие вопросы практики геофизической разведки и можем на этой основе обратиться к рассмотрению отдельных методов. Обычно начинают такое рассмотрение с гравиразведки, по-видимому из-за того, что этот метод возник раньше других и является универсальным по своему предназначению.

Саратовский государственный университет Н.И. Козьминева

Лекции 3 - 4. Физико-геологические основы гравиразведки.

Сила тяжести и гравитационный потенциал.

Гравиразведка – это метод, изучающий аномалии Δg_a в распределении естественного поля силы тяжести, обусловленные плотностной неоднородностью земной коры. Т.е. основной физической параметр гравиразведки – плотность, измеряемая в кг/м^3

Δg_a – это разность значений наблюдаемого поля $g_{\text{набл}}$ и нормального g_o :

$$\Delta g_a = g_{\text{набл}} - g_o.$$

Нормальное поле в гравиразведке – это такое поле, которое было бы зарегистрировано на поверхности Земли, если бы она представляла собой концентрически однородный сфероид. Такой сфероид принимается за модель Земли в гравиразведке или, иными словами, за теоретическую фигуру Земли. Сфероид близок к сфере, или шару, но отличается некоторой сплюснутостью у полюсов, то есть экваториальный радиус a у него больше полярного b . Это различие составляет примерно 21 км. Международная ассоциация геофизиков установила в 1975 г такие значения этих величин:

$$a = 6378 \text{ км}; \quad b = 6357 \text{ км}.$$

Отношение $\alpha = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{298}$ называется **относительным сжатием сфероида**. Отно-

сительное сжатие как раз и характеризует упомянутую сплюснутость. Итак, если принять, что составляющие нашу планету основные геосферы – ядро и мантия характеризуются разными, но неизменяющимися, то есть постоянными плотностями, а ее фигура имеет сфероидальную фор-

му с относительным сжатием $\alpha = \frac{1}{298}$, то вычисленные на поверхности такого концентрически

однородного сфероида значения Δg можно определить как **нормальные**. Вспомним, что ранее мы условились понимать под нормальным полем над однородным разрезом. Таким образом, Δg_o полностью соответствует этому условию. Вполне понятно, что значения нормального поля, вычисленные в разных местах земной поверхности, будут зависеть от широты φ местности. Вычисление g_o выполняется по специальным формулам, речь о которых пойдет позднее. В итоге, $\Delta g_a = g_{\text{набл}} - g_o$ должно характеризовать именно неоднородность земной коры, поскольку $g_{\text{набл}}$ обусловлено гравитационным действием Земли в целом, а g_o представляет долю, обусловленную всеми оболочками, кроме земной коры.

Действие силы тяжести чувствует на себе каждое живое существо и каждое физическое тело на Земле. Оно проявляется в том, что $\vec{P} = m\vec{g}$, то есть тело любой массы m притягивается Землей с силой P , зависящей от m и ускорения свободного падения g .

Сила P представляет собой, в основном, равнодействующую двух сил: ньютоновской силы притяжения Землей F_{np} , направленной к центру Земли и центробежной силы F_c , т.е.

$$\vec{P} = \vec{F}_{np} + \vec{F}_c, \quad (\text{Рис.1})$$

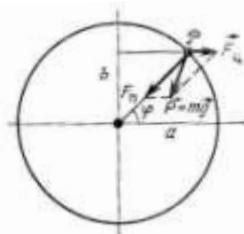


Рис 1. Сила тяжести и ее составляющие

Участвует в формировании P и притяжение со стороны других космических тел F_k , но эта величина пренебрежимо мала в сравнении с двумя основными и далее не рассматривается.

В гравиразведке действие P относят к единице массы, то есть притягиваемую массу m в произвольной точке земной поверхности следует принять равной единице. Тогда \vec{P} становится численно равным g

$$\vec{P} = m \vec{g}$$

Сила, действующая на единицу массы ($m = 1$) называется напряженностью. Таким образом, величина напряженности численно равна величине ускорения ($P=g$), то есть по физическому смыслу ускорение можно рассматривать как напряженность.

За единицу ускорения принимается, как уже говорилось, величина $1 \text{ см/с}^2 = 1 \text{ м/с}^2 \cdot 10^{-2}$, называемая Гал. Название это дано в честь Галилео Галилея, величайшего ученого всех времен и народов. Именно с Галилея, впервые измерившего ускорение свободного падения, а также предложившего и воплотившего в практику идею моделирования, как универсального инструмента исследования, наука стала одной из основополагающих сфер человеческой деятельности. Галилей создал действующую модель Солнечной системы, объяснив с ее помощью механизм движения планет солнечной системы вокруг Солнца и те небесные явления, включая восход, закат, затмения Солнца, которые всегда волновали человечество. Ему же принадлежит выдающаяся роль в развитии теории гравитации. В гравиразведке в качестве рабочей единицы характеристики поля силы тяжести употребляется миллигал (мГал) $1 \text{ мГал} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ Гал}$

Введение в практику разведки этой малой единицы обусловлено тем, что аномалии в распределении поля силы тяжести, вызванные геологическими телами – неоднородностями земной коры – имеют сравнительно небольшую интенсивность, измеряемую единицами или даже десятками и сотыми долями мГал. Поэтому миллиГал – это достаточно удобная мера их описания.

Таким образом, аномалии в распределении силы тяжести измеряют единицами ускорения силы тяжести или свободного падения под действием этой силы.

Ускорение – вектор. Поэтому, чтобы не фиксировать каждый раз его направление для характеристики поля употребляют составляющие \vec{g} по координатным осям, то есть скалярные величины g_x, g_y, g_z , называя их соответственно горизонтальными (g_x и g_y) и вертикальной (g_z) компонентами.

Составляющие силы тяжести

Остановимся коротко на основных слагаемых силы тяжести \vec{P} . Это, прежде всего, ньютоновская **сила притяжения**

$$F_{np} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

Это всем известное выражение, называемое **законом всемирного тяготения Ньютона** читается так: две материальные точки в вакууме притягиваются друг другом с силой, прямо пропорциональной произведению их масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Как и всякий идеальный закон, он приложим только к идеальной практике, к закрытым системам (вакуум, материальные точки и пр.). Такое достижимо только в условиях лабораторного эксперимента, когда можно откачать воздух, свести действующую массу в точку и пр. Для адаптации закона к реальности, к открытым системам, необходимо сделать некоторые существенные допущения, например, считать размеры взаимодействующих масс пренебрежимо малыми в сравнении с расстояниями их взаимодействия, а сами массы концентрически однородными. Для характеристики взаимодействия планет этого будет вполне достаточно. Но при употреблении закона Ньютона для объяснения притяжения измерительного элемента прибора-гравиметра неоднородностями земной коры или Землей в целом, которую трудно принять за однородное тело, он не годится. Приходится дробить неоднородности на бесконечно малые кусочки, в пределах которых можно считать плотность постоянной (то есть использовать дифференциальный подход), затем оценивать по приведенной формуле притяжение измерительного элемента прибора каждым таким кусочком и, наконец, суммировать притяжение этих кусоч-

ков, интегрируя по всему замкнутому контуру, по всему объему, занимаемому данной массой – плотностной неоднородностью земной коры или Землей в целом.

Идею прибора гравиметра можно представить себе следующим образом: штатив (1), пружинка (2) и грузик (3).

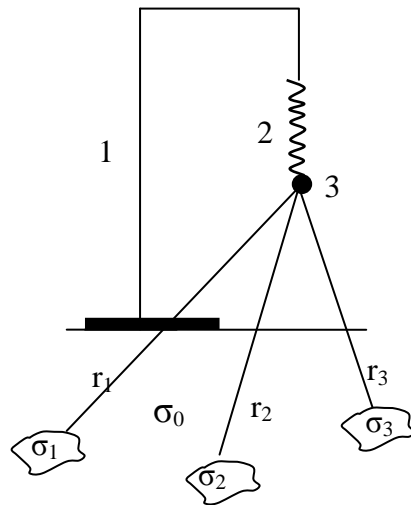


Рис.2.К измерению силы притяжения.

Если поместить такую простую установку на поверхность Земли, грузик будет испытывать притяжение со стороны всех масс-неоднородностей разреза m_1, m_2 и m_3 применительно к ситуации, изображенной на рис.2. То есть все эти массы одновременно повлияют на растяжение пружины 2 грузиком 3 и прибор будет регистрировать суммарное их притяжение. Каждая масса даст в это суммарное притяжение вклад, пропорциональный своей массе, которая равна произведению занимаемого ею объема на эффективную плотность, и обратно пропорциональный квадрату удаления этой массы от измерительного элемента прибора (грузика), находящегося на поверхности Земли. Эффективная плотность $\sigma_{эф1}$ есть разность плотностей «возмущающего» тела σ_1 и вмещающей среды σ_0 ; $\sigma_{эф2} = \sigma_2 - \sigma_0$ и $\sigma_{эф3} = \sigma_3 - \sigma_0$.

Таким образом, каждая неоднородность дает в регистрируемую суммарную величину $F_{пр}$ вклад тем больший, чем больше ее объем и контрастность плотности $\sigma_{эф}$ и чем меньше глубина ее залегания. В итоге регистрируемая при перемещении прибора вдоль линии наблюдений кривая $F_{пр}$ может иметь достаточно сложный рельеф, который не всегда очевидно увязывается с картиной распределения источников $F_{пр}$. Так, на рис.3 в рельефе кривой виден только один суммарный максимум притяжения, в то время, как источником этого максимума являются не одна, а две неоднородности разреза.

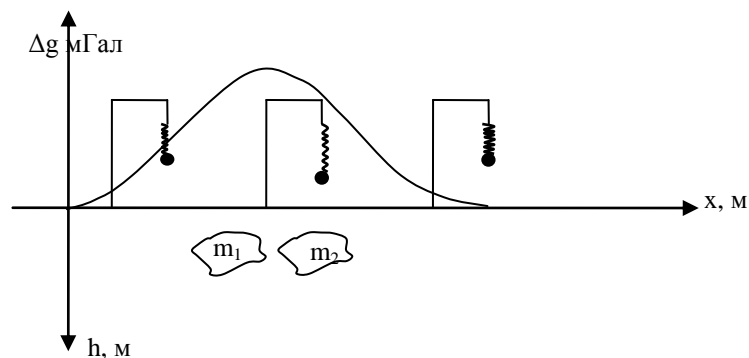


Рис.3. К иллюстрации суммарного характера кривой Δg .

Но вернемся к записи (1) закона тяготения. Здесь представляет интерес коэффициент G , называемый **гравитационной постоянной**. По своему физическому смыслу G – это сила, действующая между двумя единичными массами m_1 и m_2 , удаленными друг от друга на расстоянии, равном единице длины. То есть, если поместить две сосредоточенные (точечные) массы, каждая из которых равна единице (1 кг) на расстоянии, равном 1 метру, то сила взаимодействия между ними будет равна не единице, а составит $66,7 \cdot 10^{-12}$. Размерность $G = \frac{M^3}{кг \cdot сек^2}$. Откуда взялась эта константа, какова ее природа не совсем понятно. Известно только, исходя из концепции происхождения и становления Вселенной, именуемой концепцией Большого взрыва, что в процессе расширения Вселенной в период от 10^{-35} до 10^{-33} секунды происходит фазовый переход, в процессе которого вакуумное состояние посредством туннельного эффекта превращается в горячую плотную Вселенную [10]. Вселенная при этом распадается на отдельные области, одна из которых приобретает свойства четырехмерного пространства – времени. В таком переходе вследствие спонтанного нарушения симметрии единое взаимодействие расщепляется и гравитация отделяется от трех остальных взаимодействий. Тем самым силы гравитации определяют формирование Вселенной буквально с момента ее зарождения, а константа G становится одной из четырех основных мировых констант (остальные три – это постоянные Больцмана, Планка и скорость света), на пересечении которых стоит современный мир и существует человек (антропный принцип). Формулировка антропного принципа, связанного с происхождением Вселенной, как раз и состоит в том, что сложность наблюдаемой Вселенной определяется очень узким диапазоном сечений первичных элементарных процессов и значениями фундаментальных констант. «Если бы сечения элементарных процессов в эпоху Большого взрыва были бы, скажем, немного больше, то вся Вселенная «выгорела» бы за короткий промежуток времени» [10]. Все это дает основания некоторым мыслителям считать, что в этих физических константах и, в частности, в гравитационной, заключается доказательство присутствия Господа Бога на Земле и его замысла о человеке, о предназначении человечества.

Если в адаптированном законе Ньютона положить одну из масс m_1 равной единице, а вторую m_2 обозначить просто m , то можно записать этот закон в виде

$$F = G \frac{m}{r^2} \cdot 1 = j$$

и тогда F будет иметь смысл напряженности, то есть силы, отнесенной к единице массы. Если еще раз переписать закон с учетом j , получим запись $F = mj$, аналогичную таковой для второго закона Ньютона $F = ma$, где a – ускорение, испытываемое массой m под действием силы F . И, тем самым, убедимся, что напряженность поля притяжения имеет смысл ускорения. Заметим, что F_{np} будет зависеть от широты φ точки местности, где находится притягиваемая масса m . Поскольку экваториальный радиус r_e больше r_n – полюсного, F_{np} достигает максимального значения на полюсе и постепенно уменьшается в направлении экватора. Ускорение, как уже говорилось, векторная величина. Скалярные составляющие j (F_{np}) по координатным осям обозначены F_{np_x} , F_{np_y} и F_{np_z} соответственно. Чтобы оценить притяжение m земным сфероидом, его необходимо разбить на точечные массы, то есть массы бесконечно малых размеров $d\Omega$. В результате притяжение сфероида будет определяться, как уже говорилось выше в отношении силы тяжести, интегральной суммой притяжений каждой из находящихся внутри него точечных масс. Однако суммировать их арифметически нельзя, поскольку направления действия этих элементарных сил притяжения разными точечными массами окажутся различными и такое суммирование можно выполнять только раздельно для указанных составляющих по осям x, y, z .

Тогда полное значение силы притяжения массы m в точке, где эта масса находится, составит

$$F_{np} = \sqrt{F_{np_x}^2 + F_{np_y}^2 + F_{np_z}^2}$$

Второе слагаемое силы тяжести P – **центробежная сила** $F_{ц}$. Она определяется суточным вращением Земли вокруг своей оси. Это сила, с которой тело, находящееся под ее действием, стремится улететь от Земли и величина ее определяется угловой скоростью и радиусом вращения. Направлена эта сила по перпендикуляру ρ к оси вращения.

Таким образом, $F_{ц} = \omega^2 \cdot \rho \cdot m$, где ρ – радиус вращения, ω – угловая скорость, равная v/ρ ; v – линейная скорость.

Из этого выражения видно, что на полюсе, где $\rho=0$, центробежная сила также равна нулю, а максимальное ее значение фиксируется там, где максимума достигает радиус вращения ρ , то есть на экваторе.

Составляющих $F_{ц}$ по координатным осям будет только две – $F_{цx}$ и $F_{цy}$, тогда как $F_{цz}$ окажется равной 0, поскольку проекция $F_{ц}$ на ось Z падает в точку, так как $F_{ц} \perp Z$. Таким образом, получается, что $F_{ц}$ не зависит от распределения масс внутри Земли, то есть не участвует в создании аномалии Δg , измеряемой на поверхности Земли, но как мы увидим далее, она учитывается в нормальном поле.

Гравитационный потенциал

Теперь целесообразно ввести в рассмотрение функцию, называемую гравитационным потенциалом. Напомним, что под потенциалом понимается работа сил поля по перемещению единичной массы из бесконечности в данную точку пространства. Таким образом, потенциал представляет собой меру энергии и выражается в джоулях. Исходя из данного определения, максимальное значение гравитационного потенциала может быть зарегистрировано в центре Земли. Однако, нас интересует в рассматриваемом контексте не столько физический смысл потенциала, сколько его чисто математическая сущность. Дело в том, что от рассмотрения векторов F удобно для характеристики поля перейти к скалярному его описанию. В качестве скалярной функции, через которую определено поле силы тяжести принимается гравитационный потенциал W .

Аналитически потенциал определяется как функция, частные производные которой по координатным осям X, Y и Z соответственно равны составляющим силы тяжести:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x = g \cos(g \wedge x); \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g_y = g \cos(g \wedge y); \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z = g \cos(g \wedge z)$$

И в общем случае, то есть в произвольном направлении S : $\frac{\partial W}{\partial s} = g_s = g \cos(g \wedge s)$

То – есть частные производные потенциала – это проекции силы тяжести на оси координат X, Y и Z или на линию (поверхность) S , по которой перемещается действующая масса m . Вполне понятно, что гравитационный потенциал W является суммой потенциалов притяжения V и центробежной силы U , поскольку сама сила тяжести P есть векторная сумма силы ньютоновского притяжения F_{np} и центробежной силы $F_{ц}$

$$\text{то есть } W = V + U, \text{ где } V = G \int_{\Omega} \frac{d\Omega}{r}; \quad U = \frac{1}{2} (x^2 \omega^2 + y^2 \omega^2)$$

Дифференцируя эти выражения по X, Y и Z нетрудно получить соответствующие выражения для g_x, g_y и g_z , а также для F_{np_x}, F_{np_y} и F_{np_z} , $F_{цx}$ и $F_{цy}$ и убедиться, что $F_{цz} = 0$, поскольку приведенное выражение для потенциала центробежной силы U не содержит Z . Таким образом, каждой точке пространства соответствует непрерывная, имеющая непрерывные производные, скалярная функция W , производные которой по X, Y и Z являются проекциями силы на соответствующие оси координат.

Важно заметить, что вертикальная составляющая g_z , учитывая, что $F_{цz} = 0$ является частной производной по Z от потенциала притяжения, то есть

$$g_z = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z$$

Важнейшее свойство потенциала.

Зададимся вопросом: как выглядит распределение потенциала на поверхности, в любой точке которой g направлено по нормали к этой поверхности, то есть $S \perp g$. В этом случае $\cos(g,s)=0$ и, соответственно, $\frac{\partial W}{\partial s} = 0$, а $W=const$ ($W=C$). Такая поверхность, в любой точке которой сила тяжести (притяжения) направлена к ней нормально, а потенциал $W(U)$ имеет постоянное значение, называется поверхностью равного потенциала или уровенной поверхностью. На такую поверхность действует только нормальная (вертикальная) составляющая g (то есть g_z). На такой поверхности устанавливается – не течет – жидкость в сосуде (если пренебречь силой поверхностного натяжения).

Из всего мыслимого множества уровенных поверхностей, отвечающих уравнению $W=C$ (C_1, C_2, C_3 – различные значения постоянной соответствуют различным уровенным поверхностям) есть одна, которая существует физически, которую можно «потрогать». Это поверхность невозмущенной никакими горизонтальными (тангенциальными) силами (например, силой ветра) морей и океанов. Будучи мысленно продолженной под континенты она обрисует фигуру Земли, которую называют **геоид**. Именно геоид принимают за фигуру Земли в геологии, во всех геологических науках, кроме гравиразведки. В гравиразведке, как уже говорилось выше, за фигуру Земли, за ее модель принимают сфероид. Чем они отличаются? *Геоид – это эквипотенциальная поверхность реальной вращающейся Земли, тогда как сфероид – эквипотенциальная поверхность воображаемой (модель) вращающейся Земли, у которой все горы выровнены, а моря заполнены на одинаковую глубину. При этом ее масса и объем остаются такими же, как у реальной Земли [4].* Почему же гравиметристов не устраивает в качестве модели геоид, а устраивает только сфероид?

Дело в том, что геоид это поверхность не идеальная, а ундулирующая. Ундуляции или местные возмущения возникают под действием физических неоднородностей земной коры и топо рельефа местности. На рис.4 видно, что из-за притяжения «избытков» масс (например, горных массивов краевых зон континентов) отвес отклоняется в сторону этих масс, а показанная пунктиром уровенная поверхность (всегда перпендикулярная вектору g , который как раз и определяет нить отвеса) образует, таким образом «положительную» ундуляцию (вздымается). Над океаном из-за недостатка масс образуется отрицательная ундуляция.

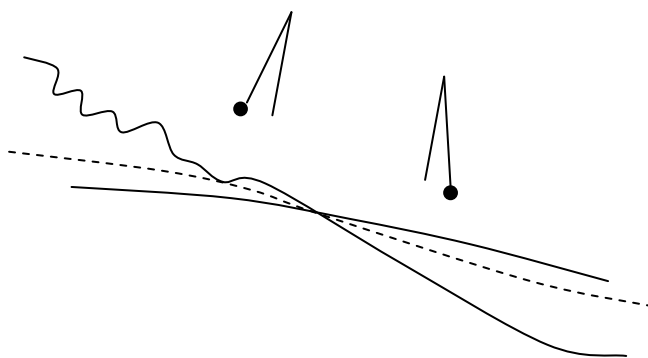


Рис.4. Ундуляции геоида.

Срезающая эти ундуляции на рис.4 сплошная кривая дает представление об *осредненном невозмущенном положении геоида*. Такой геоид называют **эллипсоидом относимости**. Трехосный эллипсоид – это более близкое, чем сфероид приближение к истинной фигуре Земли,

скольку у нашей планеты различаются не только полюсной и экваториальный радиусы. Если рассмотреть само экваториальное сечение, то оно на самом деле окажется не идеальным кругом. Два главных радиуса этого сечения будут различаться примерно на 200 м. В сравнении с различием полюсного и экваториального радиусов, разница между которыми составляет ~21 км, это всего лишь 1%, и тем не менее, эллипсоид – это более точное представление фигуры Земли. Поэтому в большой геофизике именно эллипсоид определяет эту фигуру, но для гравиразведки вполне годится в качестве модели сфероид. Сфероид – это поверхность практически идеальная, близкая к среднему невозмущенному положению геоида и для такой поверхности нетрудно вычислить нормальное поле g_0 , которое необходимо для получения имеющих геологический смысл аномальных значений Δg_a . В целом поверхность земного сфероида незначительно отклоняется от поверхности геоида на морях и океанах – максимум на ± 150 м.

Градиенты силы тяжести

Сама по себе величина потенциала W непосредственно не измеряется. Измерению подлежат только первые производные W_z , то есть составляющие g , в частности g_z и вторые производные потенциала W_{zx} и W_{zy} , именуемые градиентами силы тяжести

$$W_{zx} = \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} = \frac{\partial w_z}{\partial x} = \frac{d_g}{d_x}$$

$$W_{zy} = \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial y} = \frac{\partial w_z}{\partial y} = \frac{d_g}{d_y}$$

Вторые производные W_{zx} и W_{zy} характеризуют скорость изменения g_z (то есть ее градиент) по горизонтали (в плоскости XOY , касательной к поверхности) и имеют размерность $\frac{1}{\text{сек}^2}$. Их называют **горизонтальными градиентами силы тяжести**, в отличие от **вертикального**

кального $W_{zz} = \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{\partial w_z}{\partial z} = dg/dz$. Именно горизонтальные градиенты имеют геологический смысл, поскольку над относительно небольшими телами, зачастую почти не проявляющими себя в поле Δg_a , наблюдаются аномалии W_{zx} и W_{zy} .

Вертикальный градиент позволяет оценить, как меняется сила тяжести с изменением высоты точки наблюдения относительно уровня моря, то есть поверхности сфероида (геоида). Из всех градиентов вертикальный имеет наибольшую величину, которая составляет примерно $3 \cdot 10^{-6} 1/\text{сек}^2$.

За единицу измерения градиентов силы тяжести принимается этвеш (E). Один E соответствует изменению силы тяжести на $0,1$ мГал на участке в 1 км. Таким образом

$$1 E = 1 \cdot 10^{-9} 1/\text{сек}^2.$$

Название этвеш связано с именем венгерского физика Этвеша, который изобрел специальный прибор для измерения градиентов – гравитационный вариометр, действующий по принципу крутильных весов Кулона. В наше время вариометрические съемки проводятся сравнительно редко, в основном в рудной геофизике

Нормальное поле силы тяжести.

Вспомним, что в гравиразведке изучается распределение аномального поля силы тяжести Δg_a . Δg_a – это разность наблюдаемого и нормального значений $\Delta g_a = g_{\text{набл}} - g_0$.

Как же определяется нормальное поле? С этого мы начинали рассмотрение физико-геологических основ гравиразведки, остановившись на том, что существуют специальные формулы для вычисления g_0 . Эти формулы используют применительно к какой-то конкретной мо-

дели Земли, то есть к сфероиду или эллипсоиду относимости с вполне определенными геометрическими характеристиками (относительным сжатием α).

В России за эту конкретную модель принят эллипсоид Красовского ($\alpha=1/298,2$), а остальной мир использует модель Хейфорда ($\alpha=1/297,8$). Параметры эллипсоида (сфероида) определяют из совместной обработки данных астрономо-геодезических и гравиметрических работ, а также спутниковых наблюдений. Формулы для вычисления g_0 получают дифференцированием потенциала W по r (радиусу Земли) или по n (нормали к поверхности Земли; нормаль практически совпадает с радиусом, поскольку форма Земли близка к сферической), направив их по оси Z с последующим переходом от прямоугольной системы координат к сферической.

Впервые такую формулу получил французский математик Клеро для сферической модели Земли (для шара), то есть без учета ее относительного сжатия α .

Формула Клеро $g_0 = g_\varphi (1 + \beta \sin^2 \varphi)$ позволяет рассчитать g_0 для любой широты (напомним, что географической широтой называется угол, образуемый радиусом R , на котором находится рассматриваемая точка P , где определяется g_0 , с плоскостью экватора. И это при том, что начало координат помещено в центр Земли, оси X и Y расположены в плоскости экватора, а ось Z совмещена с осью вращения Земли, как показано на рис.5

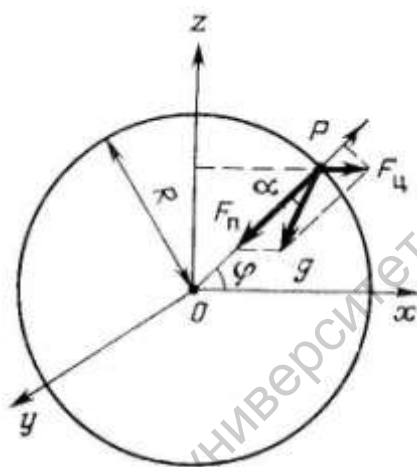


Рис.5. К выводу формулы Клеро.

В приведенной формуле Клеро g_φ – значение силы тяжести, измеренное на экваторе, а

$$\beta = \frac{g_n - g_\varphi}{g_\varphi},$$

то есть разность значений силы тяжести, найденных на полюсе g_n и на эк-

ваторе g_φ , отнесенная к g_φ .

$$\beta \approx 1/189.$$

Позднее, когда стало очевидным, что сферическая модель слишком груба для описания фигуры Земли, в формулах нормального значения появилось еще одно слагаемое, отражающее сфероидальность нашей планеты. Тем самым эти формулы приобрели такую структуру:

$g_0 = g_\varphi (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi)$, где $\beta_1 = 1/8\alpha^2 + 1/4 \alpha \beta$ (где α – относительное сжатие сфероида, а значения коэффициентов g_φ и β определяются экспериментально).

Среди множества формул этой структуры наиболее известны формулы Гельмерта и Кассиниса. Формула Гельмерта с числовыми значениями $g_\varphi = 978.030$; $\beta = 0,005302$ и $\beta_1 = 0,000007$ получены с использованием параметров эллипсоида Красовского и со значением g_φ , полученным в результате осреднения 108 измерений этой величины на экваторе в 1908 году. Эти измерения выполнил Гельмерт с использованием самых лучших на то время приборов.

Формула Гельмерта используется для вычисления нормальных значений силы тяжести на территории России.

Формула Кассиниса (1930г) на конгрессе геофизиков признана как международная. В качестве модели Земли, то есть для определения α здесь использован эллипсоид Хейфорда. В вычисленных по этим и другим формулам, где использованы иные величины коэффициентов g_φ ,

β , β_1 и другие оценки α , нормальные значения оказываются различными: расхождения в зависимости от широты составляют $6 - 19$ мГал.

Инструкцией по гравиразведке (1975г) в нашей стране предусмотрено определение g_0 (в мГал) по модифицированной формуле Гельмерта $[g_0 = 978030(1 + 0,005302\sin^2\varphi - 0,000007\sin^2 2\varphi) - 14]$. Это означает, что уровень нормального поля g_0 был изменен на 14 мГал в сравнении с 1908 г. после проведения более поздних измерений силы тяжести с применением более высокоточных приборов.

Может возникнуть вопрос, почему в России используются формулы и модели Земли, отличные от принятых международным сообществом. Это обусловлено двумя достаточно серьезными причинами. Во-первых, эллипсоид Красовского лучше описывает фигуру Земли в пределах территории России. Во-вторых, переход на формулу Кассиниса потребовал бы создания новых топографических карт для всей гигантской территории нашей страны, поскольку все эти карты составлены на основе эллипсоида Красовского. Такая работа потребовала бы громадных финансовых средств, а результат оказался бы хуже, чем с использованием старых карт.

Нормальные значения на поверхности однородного земного сфероида вычисляются и для градиентов силы тяжести.

Изменение нормального значения силы тяжести по долготе пренебрежимо мало. Поэтому можно записать, что $W_{yz} = 0$. Нормальное значение горизонтального градиента W_{xz} , принимая во внимание, что элемент дуги меридиана в линейной мере составит $dx = R d\varphi$ (R - радиус Земли, $d\varphi$ - приращение широты, см. рис.5) можно записать в виде

$$W_{xz} = \frac{d_g}{d_x} = \frac{1}{R} \frac{\partial g}{\partial \varphi} = \frac{2}{R} g_3 \beta \sin^2 \varphi \approx 8,11 \sin^2 \varphi$$

Нормальное значение вертикального градиента $W_{zz} = 0,3086 E$

Аномалии силы тяжести.

Под аномалией силой тяжести, как уже неоднократно упоминалось, понимается разность $g_{набл} - g_0$. Однако, измеряют (наблюдают) силу тяжести на физической поверхности Земли, тогда как нормальные значения определяют для поверхности сфероида, которая близка к уровню моря. Поэтому наблюдаемые и нормальные значения необходимо привести к единому уровню. Это приведение или редуцирование силы тяжести осуществляется введением ряда поправок.

Первая из них – поправка за высоту точки наблюдения над уровнем моря или редуциция Фая. При введении этой поправки притяжение масс, расположенных между физической поверхностью Земли и уровнем моря не учитывается, из-за чего эта поправка называется также поправкой за свободный воздух. Ее определяют как разность значений силы тяжести на двух поверхностях Земли: с радиусом R и $R+h$, где h – высота над уровнем моря (рис.6).

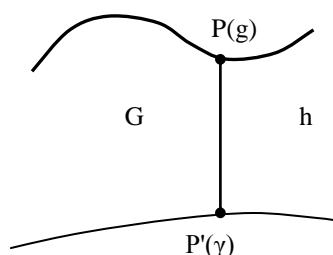


Рис.6. К вычислению поправок за высоту и промежуточный слой

В точке P с высотой h определяется значение g , а для ее проекции на уровень моря P' вычисляется нормальное значение. В первом приближении нормальное значение силы тяжести

$$g_0 \approx G \frac{M}{R^2}, \text{ где } M - \text{масса Земли, а } R - \text{ее радиус.}$$

Вторая масса в законе Ньютона, из которого следует приближенное выражение для g_0 , т.е как бы масса измерительного элемента прибора – гравиметра принимается равной единице. Значит, поправка за высоту может быть определена так:

$$\delta g_h = GM [1/R^2 - 1/(R+h)^2] \approx 2 \frac{GM}{R^3} h = \frac{2g_0}{R} h$$

Та же величина получается дифференцированием $\frac{GM}{R^2}$ по r .

$\frac{2g_0}{R}$ - это нормальный вертикальный градиент силы тяжести, равный $3086 E$

Таким образом, подставив в итоговое выражение численные значения входящих в него величин, получим, что $\delta g_h \approx 0,3086 h$, где h в м, δg_h – в мГал. Аномалия, полученная вычитанием из наблюдаемого поля напряженности нормального поля, приведенного к высоте точки наблюдения называется аномалией Фая или аномалией в свободном воздухе δg^Φ .

$$\delta g^\Phi = g_{\text{набл}} - g_0 + \delta g_h = g_h - g_0 - 0,3086h.$$

Такие аномалии для решения геологических задач использовать нецелесообразно, поскольку они коррелированы с рельефом. Это означает, что для одинакового разреза в высокогорье и на равнине значения δg^Φ получатся разными, так как на высокогорье отмечаются более высокие отметки рельефа. Таким образом, становится очевидным, что эти аномалии лишены геологического смысла. Они используются в науке, изучающей фигуру Земли и называемой геодезическая гравиметрия.

Чтобы аномалии стали содержательными в геологическом отношении, необходимо ввести поправку за притяжение масс, расположенных между физической поверхностью и уровнем моря. Эту поправку называют поправкой за промежуточный слой. Она вводится в предположении, что притяжение таких масс эквивалентно притяжению горизонтальной пластины (слоя) бесконечного простираения с толщиной, равной h .

Такая поправка определяется по формуле

$$\delta g_B = 2\pi G\sigma h \approx -0,0419 \sigma h,$$

где σ – плотность пород промежуточного слоя. Величина σ для разведываемой площади определяется экспериментально. При производстве региональных съемок она берется равной $2,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ для равнинных территорий и $2,67 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ для горно-складчатых регионов.

Притяжение промежуточных масс увеличивает значение силы тяжести в точке наблюдения и поэтому знак этой поправки противоположен знаку поправки за высоту. Суммарная поправка за высоту и промежуточный слой называется поправкой Буге:

$$\delta g^B = \delta g_h + \delta g_\sigma = (-0,3086 + 0,0419\sigma)h.$$

Аномалия, вычисленная с введением редукции Буге, называется аномалией Буге

$$\delta g_a^B = g_{\text{набл}} - g_0 + (0,3086 - 0,0419\sigma)h.$$

Именно аномалии Буге являются геологически содержательными и потому используются в геологии.

Еще одна поправка – за негоризонтальность рельефа – вводится при выполнении работ на территориях со сложным, расчлененным рельефом. Необходимость ее введения обусловлена тем, что неровности рельефа (напомним, что в предыдущих редукциях эти неровности никак не учитывались) всегда уменьшают измеряемое значение силы тяжести, поскольку суммарный вектор их притяжения (отталкивания) направлен в сторону, противоположную вектору притяжения неоднородностей недр и Земли в целом. Это хорошо видно из рассмотрения рисунка 7.

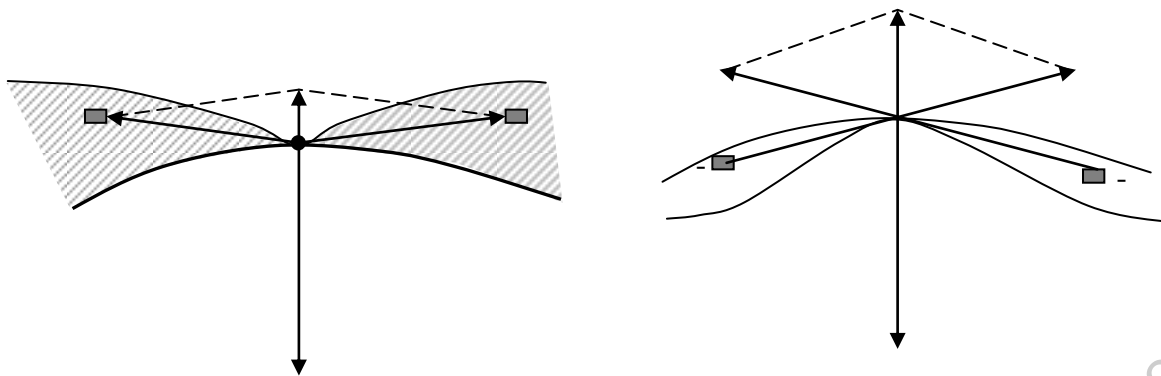


Рис. 7. К введению поправки за не горизонтальность рельефа.

Итак, для решения геологических задач в России используют результаты гравиметрических съемок, представленные в виде карт аномалий Буге, иногда с введением поправки за не горизонтальность рельефа. Зарубежные геофизики пользуются для тех же целей картами изостатических аномалий. О теории изостазии и изостатической поправке можно прочитать в учебном пособии [1].

Геологическая природа аномалий Буге.

Определить геологическую природу геофизической аномалии – это значит поставить ей в соответствие геологическое тело – неоднородность недр, являющееся источником этой аномалии. В случае, если аномалии обусловлены суммарным, интегральным воздействием нескольких источников, нескольких факторов разреза, необходимо, насколько это возможно, уяснить, какова доля каждого фактора в формировании этой интегральной аномалии. Применительно к гравиразведке речь будет идти о плотностных неоднородностях разреза. Напомним, как различаются плотности горных пород.

Обычно в строении разреза, во всяком случае, на платформенных территориях, участвуют осадочные породы, составляющие платформенный чехол, и кристаллические образования фундамента. Плотность кристаллических пород выше. Верхнюю часть фундамента слагают породы гранитно-метаморфического комплекса коры со средней плотностью $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а под ними залегают основные породы с большим содержанием окислов железа – базальты, габбро и т.п. Их средняя плотность доходит $2,9-3,0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Осадочный чехол составляют породы терригенного комплекса – прежде всего песчанистые ($\sigma=2,3-2,45 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), карбонатного комплекса – известняки и доломиты с плотностью от $2,5$ до $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и каменные соли, имеющие самую малую плотность - $\sim 2,1-2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Если границы, разделяющие такие толщи залегают негоризонтально, то есть в рельефе этих поверхностей раздела имеются поднятия (выступы) и погружения (впадины) или если, скажем, интрузии базальтов в фундаменте пронизывают гранитно-метаморфический комплекс и т.п., то над такими геологическими феноменами в поле силы тяжести возникают аномалии, которые лучше всего выявляются на картах, построенных именно с введением редукции Буге. Таким образом, из всего сказанного следует важный вывод: кроме притяжения Земли и кроме центробежной силы на величину ускорения силы тяжести влияет еще один существенный фактор – плотностная неоднородность земной коры. Галилею казалось, что ускорение силы тяжести на Земле – это величина постоянная, но оказалось, что это не так. Вывод о том, что неоднородности геологического строения Земной коры могут отражаться на силе тяжести, впервые сделал Федор Петрович Литке – русский мореплаватель и географ, адмирал, исследователь Арктики еще в 19^{ом} веке. Над относительно плотными породами значения Δg_a^B увеличиваются, а над относительно рыхлыми – уменьшаются и именно эти отклонения называют *гравитационными аномалиями*.

Итак, попытаемся выделить определенные, вполне конкретные физико-геологические факторы разреза Земной коры (ЗК), то есть элементы его строения - геологические тела, кото-

рые в силу особенностей своей геометрии, формы, местоположения и своей плотностной характеристики принимают участие в формировании суммарных аномалий Буге, в растяжении пружины прибора-гравиметра грузиком - единичной массой. И попытаемся дать сравнительную оценку гравитационным влияниям отдельных факторов разреза, то есть оценить их доленое участие в формировании аномалий Δg . Будем все это делать на примере $\Phi ГМ$ разреза платформенной территории. Прежде всего вспомним, что одной из определяющих особенностей разреза платформенной территории является его двухъярусное строение. Нижний ярус носит название – консолидированное основание или кристаллический фундамент ($КФ$). Верхний ярус – осадочный чехол. Плотность осадочных пород зависит от их состава и ряда других факторов: возраста, глубины залегания, давления, которое оказывают на них вышележащие породы (от геостатической нагрузки). В целом, если мощность осадочного чехла не превышает 4-5 км, его среднюю плотность можно принять равной $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, тогда как у кристаллических она не менее $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. В общем случае граница, разделяющая породы чехла и фундамента залегает не горизонтально (рис.8), то есть в рельефе поверхности $КФ$ выявляются выступы и погруженные области.

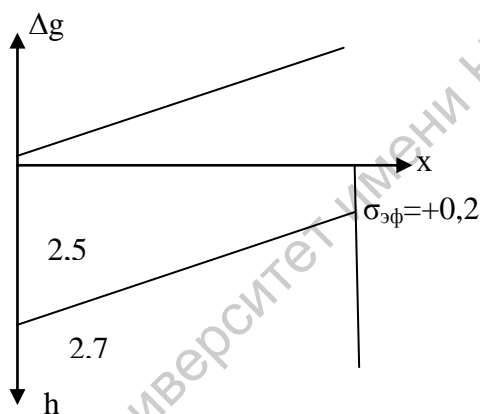


Рис 8. К построению обобщенной плотностной $\Phi ГМ$ (фактор 1).

Итак, первый физико-геологический фактор разреза, участвующий в формировании аномалии Буге, можно обозначить как *рельеф поверхности кристаллического фундамента*. Наибольшая амплитуда максимумов над выступами фундамента доходит (как свидетельствуют литературные источники) до 50 мГал, а интенсивность относительных минимумов не превышает 30 мГал. Максимумы имеют большую амплитудную выразительность, поскольку «механизм» гравитационного действия (исходя из законов тяготения) это m/r^2 и чем меньше r , тем амплитуда аномалии больше, и напротив, чем глубже неоднородность, тем слабее она выражается в аномальном поле.

Еще один сильный гравиактивный фактор – *неоднородность внутренней структуры фундамента*. Эта неоднородность в рамках существующих представлений о строении фундамента иллюстрируется моделью рис.9.

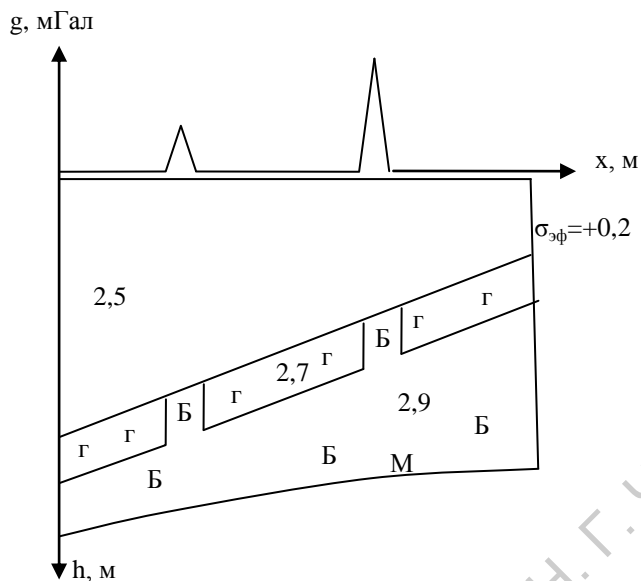


Рис.9. К построению обобщенной плотностной ФГМ (фактор 2).

Здесь в схематизированном виде представлена ситуация, когда интрузии базальтов (Б) пронизывают породы гранитно-метаморфического комплекса (Г) Земной коры. Эти базальтовые или габброидные штоки могут иметь очень значительные размеры и массу, в результате чего над ними нередко регистрируются аномалии, интенсивностью более 100мгал, имеющие характерную пикообразную форму. Кристаллический фундамент в целом – самая неоднородная, гетерогенная часть разреза Земной коры и, помимо этого, самая объемная. Поэтому именно здесь в толще фундамента встречаются наиболее крупные массы – плотностные неоднородности, создающие самые интенсивные аномалии в гравитационном поле. Кроме этого, именно в фундаменте распространены неоднородности типа рудных тел, разломы и прочие элементы геологического строения вертикально-блокового характера, которые находят контрастное отображение в поле Δg . В связи с этим, можно утверждать, что вышеназванные физико-геологические факторы определяют *основной рисунок* аномального поля силы тяжести.

Еще один весьма активный физико-геологический фактор, дающий самый значительный вклад в суммарное поле Δg получил название *глубинного фактора*. Глубинный фактор определяется рельефом поверхности Мохоровичича (М), то есть подошвы Земной коры, или границы кора-мантия, и горизонтальной неоднородностью верхнемантийного вещества. Дело в том, что мантийные образования плотнее коровых на $0,3-0,4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а поверхность М под континентами погружается (местами до глубины 70 км), а под океанами воздымается до отметок 7-10 км ниже уровня моря. Таким образом, над океанами возникают максимумы Δg (+300-400 мГал), а над континентами регистрируются минимумы Δg (до -300-400 мГал). Общий перепад значений поля на расстоянии от центра материка до центра океана (десятки тысяч километров) доходит до 600-800 мГал. Однако, если оценить градиент изменения Δg на километр, то он получается очень небольшим, из-за чего на результатах разведочных гравиметрических работ в пределах локальных площадей и коротких гравиметрических рейсов этот фактор практически не сказывается. Но уже при производстве съемок регионально-зонального уровня этот фактор становится очень значимым.

О горизонтальной неоднородности верхнемантийного вещества геофизики заговорили в связи с осмыслением результатов работ ГСЗ – глубинного сейсмического зондирования. Такие работы проводились с целью оценки мощности Земной коры и выяснения закономерностей ее строения. Поскольку эти задачи весьма сложные, для их решения использовалась объемная ре-

гистрация волнового поля со всеми его компонентами – продольными и поперечными, а также привлекались данные всех других геофизических исследований. По результатам решения прямой задачи гравиразведки от модели $3K$ по ряду профилей $ГСЗ$ обнаружилось большое расхождение расчетной и наблюдаемой кривых, которое удалось объяснить только предположив наличие горизонтальных неоднородностей верхнемантийного вещества. Эти предположения неплохо увязывались с некоторыми изостатическими гипотезами, идеями «перетоков» мантийного вещества, трансгрессивно-регрессивными движениями Земной коры и т.п.

Наконец, вносит свой вклад в формирование аномального поля силы тяжести и структура осадочного чехла и даже неструктурный геологический фактор. Поскольку это факторы, непосредственно связанные с задачами поиска нефтегазовых месторождений, остановимся на них несколько подробнее.

В составе осадочного чехла древних докембрийских платформ обычно выделяют три структурно-вещественных комплекса:

нижний – преимущественно терригенный, включающий в себя породы от кембрия до верхнего отдела (верхнефранского подъяруса) девонской системы со средней плотностью $2,45-2,50 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,

карбонатный – от верхнего девона до верхней перми включительно со средней плотностью $2,6-2,65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,

верхний терригенный – мезокайнозойский со средней плотностью $2,3-2,35 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Наконец, в разрезах экзогональных впадин древних платформ – Прикаспийской, Печорской, Северогерманской на Восточно-Европейской платформе, Примексиканской – на Северо-Американской платформе и т.д. отложения кунгурского века нижней перми сложены каменной солью с плотностью $2,1-2,15 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Таким образом, осадочная толща отличается довольно значительной плотностной дифференциацией. Если в рельефе границ раздела этих комплексов имеются крупноразмерные (более 10 км^2) поднятия значительной амплитуды (более 50 м) или какие-то иные структурные осложнения, в поле Δg над ними возникают достаточно интенсивные аномалии от одного до полутора миллиГал (рис.10). Однако, при большой глубине залегания таких границ (более 1 км) интенсивность подобных аномалий редко превышает $0,5 \text{ мГал}$. Поэтому, они могут быть полностью заэкранированы влиянием гораздо более сильных факторов, связанных со строением и неоднородностью кристаллического фундамента. В случае солянокупольных бассейнов интенсивность аномалий (минимумов Δg) на порядок больше – до 15 мГал и тогда именно они формируют основной рисунок поля. В то же время, частотная характеристика последних заметно иная – аномалии чехла существенно меньше по размерам, то есть характеризуется более высокочастотным спектром. Эти различия аномалий по частоте или по размерам послужили основанием для осуществления процедур разделения полей, которые играют большую роль в процессе геологического истолкования аномалий Δg . Остановимся на изложении смысла этих процедур несколько позже.

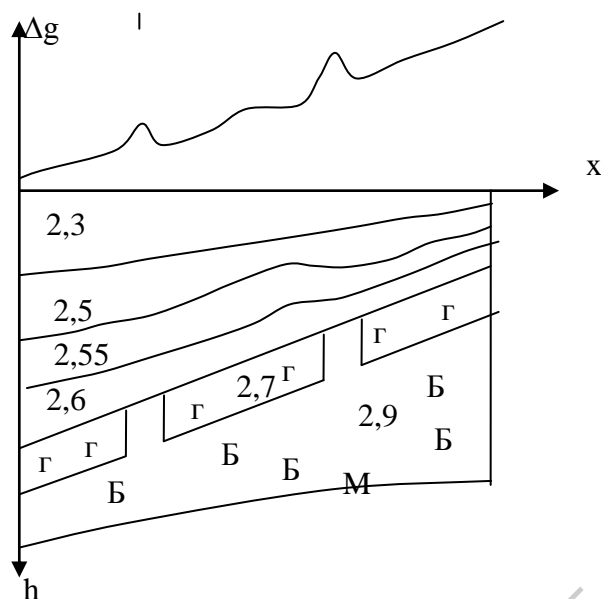


Рис.10.Обобщенная плотностная ФГМ.

Теперь уместно коснуться роли неструктурного геологического фактора в формировании аномалий Δg . Неструктурный фактор – это объекты седиментационной природы, латеральная изменчивость (зональность) свойств горных пород, их флюидальная характеристика и т.п.

Среди объектов седиментационной или тектоно-седиментационной природы, интересных с точки зрения поиска нефтегазовых месторождений, наиболее перспективны погребенные рифы. Обычно такие тела отмечаются в поле Δg как максимумы небольшой интенсивности (до 1 мГал), так как зарифовые толщи имеют чаще всего терригенный состав или, в солянокупольных районах, компенсируются каменной солью. В случае карбонатной компенсации надрифовые максимумы могут быть редуцированы, но нередко максимумы остаются, так как рифовые пустоты заполняются кальцитом и все рифовое тело интенсивно доломитизируется. Латеральная зональность сказывается на увеличении (вследствие повышенной геостатической нагрузки) плотности в периферических, пониженных гипсометрически, частях антиклинальных структур. Если дополнить эти соображения известным фактом разуплотнения в сводовых элементах структур, станет очевидным уменьшение амплитуды максимума над структурой. Если же, наконец, предположить, что в сводовой части поднятия аккумулируются углеводороды, то можно понять, что в поле силы тяжести над залежью возникают вторичные минимумы и такая сопряженная картинка – минимум, окруженный «колечком» повышенных значений Δg , является характерным признаком отображения залежи углеводородов в гравитационном поле. Обычно амплитуда таких минимумов измеряется сотыми долями миллигал, то есть нефтегазовые аномалии Δg относятся к слабым аномалиям. Существенно усилить проявления таких аномалий можно процедурами разделения полей, среди которых особенно часто используют частотные трансформации: осреднение в скользящем окне с последующим вычитанием из исходного поля Δg_a^B , пересчет поля в верхнее полупространство, преобразование Саксова-Нигарда и другие. То есть необходимо определенным образом провести операции обработки гравиметрических данных.

Пример такой обработки будет предложен студентам в одной из лабораторных работ по курсу.

В заключение заметим, что из анализа геологической природы аномалий Δg следует перечень геологических задач, которые решаются гравиметрическим методом:

1.Выявление главных, определяющих черт строения крупных регионов, таких как приподнятые и погруженные блоки фундамента, оконтуривающие эти блоки глубинные разломы, передовые прогибы и т.д.

2.Выявление крупноразмерных структурных осложнений осадочного чехла в комплексе с сейсморазведкой.

3.Картирование соляных куполов и мульд в разрезе экзогональных впадин древних платформ.

4.Прогнозирование нефтегазовых залежей в комплексе с другими геофизическими методами.

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Лекция 5. Элементы методики и интерпретации гравиметрических наблюдений

В настоящем учебном пособии не предполагалось помещать сведений о собственно геофизических аспектах решения геологических задач – регистрирующей аппаратуре, методике полевых наблюдений, обработке данных. Как уже говорилось, это объясняется тем, что оно адресовано студентам геологических специальностей, а геологи, как правило, определяют постановку геологических задач перед геофизической службой и более всего заняты геологической трактовкой (истолкованием) геофизических аномалий. Поэтому основное внимание в пособии сосредоточено на физико-геологических основах геофизических методов и выявлении геологической природы аномалий. Тем не менее, применительно к первому из рассматриваемых методов геофизической разведки целесообразно хотя бы кратко рассмотреть вопросы, связанные с методикой работ, включая регистрацию наблюдений и обработку данных. Это необходимо для того, чтобы студент составил примерное представление обо всех стадиях геофизического исследования и отличительных его особенностях.

Измерение силы тяжести

Вначале следует остановиться на измерении силы тяжести. Такие измерения проводились еще во времена М.В.Ломоносова, и с тех пор техника измерений претерпела очень существенные преобразования. Измерения силы тяжести принято классифицировать на абсолютные **и относительные**. В результате первых определяются абсолютные значения Δg , в результате вторых – превышение (со знаком + или -) относительно величин, принятых за исходные значения. Для целей разведки этих вторых вполне достаточно, так как именно такие относительные возмущения поля служат индикатором наличия в разрезе геологических тел - плотностных неоднородностей, вызывающих эти местные возмущения. При детальной площадной гравиразведке эти тела – локальные структуры тектонического или атектонического генезиса, при региональных или поисковых работах это достаточно крупные элементы геологического строения – глубинные разломы, системы поднятий, составляющие валлообразные объекты; зоны регионального выклинивания, бортовые уступы крупных синеклиз или экзогональных впадин и т.д.

Абсолютные измерения в прошлом проводились с помощью **маятниковых приборов (динамических гравиметров)**, основанных на взаимосвязи Δg с периодом качания маятника. Об этих измерениях и приборах можно прочитать во многих книгах и учебниках. Для относительных измерений используются приборы – **статические гравиметры**.

Классификация на динамические и статические способы измерений основывается на том, какое физическое явление, зависящее от силы тяжести, используется в приборе для производства измерений. Таких явлений можно назвать несколько: падение тел, качание маятника, колебания струны и пр. Все они сходны тем, что измерительный элемент под действием силы тяжести меняет свое положение, смещается, и потому основанные на этих явлениях приборы можно отнести к динамическим гравиметрам. Но есть и такие измерительные системы, в которых наблюдают равновесные положения – например, когда действие силы тяжести уравновешивается растяжением упругой пружины и т.п. Такие измерительные системы называются статическими гравиметрами. Первым статическим гравиметром в истории был прибор М.В.Ломоносова – газовый гравиметр. Здесь действие силы тяжести уравновешивалось упругостью газа. Вообще выбор упругого элемента гравиметра определяется соответствием его трем основным требованиям.

1. Неизменность упругих свойств во времени.
2. Независимость упругих свойств от температуры.
3. Строгое соответствие закону Гука. Согласно этому закону к упругим элементам можно отнести такие, для которых величина деформации пропорциональна величине приложенно-

го напряжения. Прибор М.В.Ломоносова был в своем роде замечательным и это заставляет воспроизвести его схему на рис.11

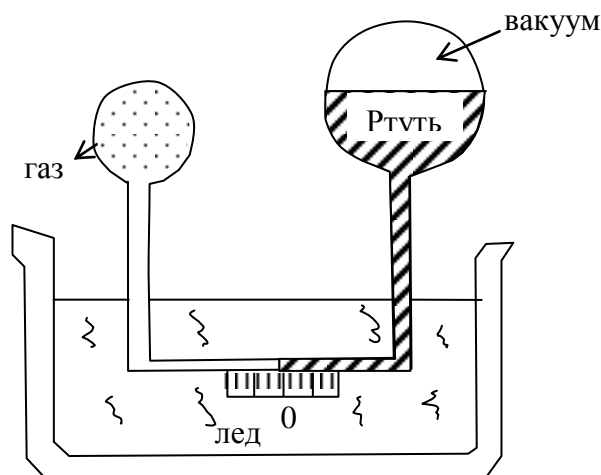


Рис.11. Гравиметр М.В.Ломоносова.

Упругий элемент – газ идеален в отношении первого и третьего требований, но его температурный коэффициент не выдерживает никакой критики: повышение температуры воздуха на $1^{\circ}C$ вызывает изменение отсчета более чем на 3000 мГал . Для того, чтобы обеспечить постоянство температуры Михаил Васильевич помещал свой прибор в сосуд с тающим льдом, где держалась нулевая температура, до тех пор, пока лед не растает. Это позволяло естествоиспытателю получить достаточно точные показания. Но вполне очевидно, что для полевых наблюдений такая система не годится.

Долгие поиски привели конструкторов к выбору в качестве основы для изготовления измерительного элемента *плавленого кварца*, обладающего лучшим в сравнении с другими материалами температурным коэффициентом. Обычно для иллюстрации идеи гравиметрических измерений приводят простейшую конструкцию: штатив, пружина, грузик, показанную ранее на рис.2

Здесь *натяжение пружины компенсирует изменение Δg* . Однако, в таком приборе пружина постоянно находится под нагрузкой, а это чревато очень быстрым старением пружины, потерей ею эластичности и выходом прибора из строя. Поэтому наибольшее распространение получили приборы, где *смещение грузика под действием силы тяжести не поступательное (гравиметр 1^{го} рода), а вращательное (гравиметр 2^{го} рода)*. В таких вращательных системах в качестве основного элемента прибора (пружинных весов) используется рамка с натянутой на нее нитью. Подобное устройство состоит в следующем (рис.12а). На монтажную рамку 1, изготовленную из плавленого кварца, натянута кварцевая же нить 2, являющаяся осью вращения, с которой соединен маятник-рычаг 3. Под действием силы тяжести g маятник-рычаг отклоняется на некоторый угол α : момент силы тяжести уравнивается упругим моментом нити.

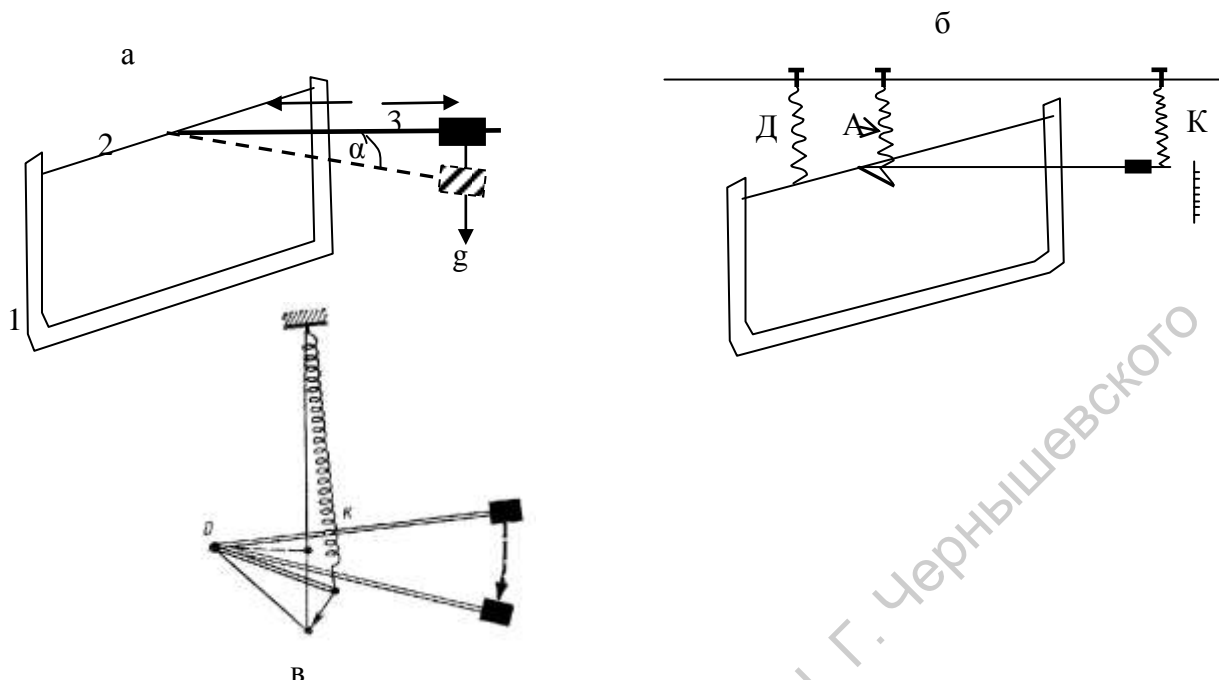


Рис.12.Элементы устройства гравиметра.

Работа с прибором заключается в том, что угол отклонения ликвидируется путем закручивания компенсационной пружины К с помощью микрометричного винта - то есть выведем светящегося индекса оптической системы прибора на нулевое деление шкалы (рис.12б). Момент силы тяжести M_g можно представить следующим образом: $M_g = g l \cos \alpha$, где l – фиксированная длина маятника-рычага.

Упругий момент нити можно записать так: $M_\tau = \tau \alpha$, где τ – упругая постоянная, зависящая от свойств материала, из которого изготовлена нить.

Если измерения с помощью этой системы провести в двух пунктах O_1 и O_2 , то разность (относительное превышение) показаний будет определяться таким уравнением:

$$g_2 l \cos \alpha_2 - g_1 l \cos \alpha_1 = \tau(\alpha_2 - \alpha_1).$$

Конструктивно система делается так, что угол наклона маятника-рычага составляет очень небольшую величину – не более одной - двух минут, то есть много менее градуса. Косинус такого угла весьма близок к единице. Это значит, что приведенное выше уравнение может быть записано так

$g_2 - g_1 = \kappa (\alpha_2 - \alpha_1)$, где $\kappa = \tau/l$, т.е. тоже константа для данного прибора. Отклонение рычага наблюдается через встроенную в прибор оптическую систему (микроскоп). Отсчитывается угол отклонения в виде делений шкалы микрометричного винта, установленного на крышке прибора. Значит, α можно представить в виде $\alpha = b \cdot n$, где n – число делений шкалы, а b – еще одна константа прибора – переходный коэффициент от угловой величины к линейной (делениям шкалы). Таким образом, наше уравнение может быть переписано в виде:

$$g_2 - g_1 = c (n_2 - n_1),$$

где c – цена деления шкалы, а n_2 и n_1 – отсчеты прибора.

Для определения цены деления осуществляется эталонирование. Оно состоит в том, что измерение проводится в двух (или более пунктах), где уже известны значения g . Тогда цена деления определяется как частное от деления разности этих значений на разность показаний прибора.

Однако такой прибор будет слишком грубым, малочувствительным, поскольку небольшим изменениям силы тяжести будут отвечать очень слабые, практически незаметные глазу смещения маятника-рычага. Поэтому в гравиметрах создаются *специальные устройства, повышающие чувствительность измерительной системы – астазирующие устройства*. Астазирование увеличивает угол отклонения маятника-рычага и тем самым повышает точность опре-

деления g . В итоге конструкцию современных пружинных весов можно представить следующим образом (рис. 12б).

В прибор введены еще две пружины – главная (астазирующая) A и диапазонная D . Последняя необходима для расширения диапазона действия гравиметра. Дело в том, что при действующих ограничениях угловых отклонений маятника рычага рабочий диапазон прибора при неизменном натяжении кварцевой нити очень невелик – менее 20 мГал. Однако, периодически меняя натяжение нити с помощью пружины D , можно его, в конечном счете, расширить до 500 мГал.

Главная пружина, соединенная с маятником через специальный отросток O позволяет осуществить идею астазирования (рис.12в). Проиллюстрировать ее действие можно на следующем примере. При изменении силы тяжести маятник отклоняется от положения равновесия, растягивая пружину A и закручивая нить подвеса до тех пор, пока момент g не будет уравновешен моментом этой пружины и закручиванием нити подвеса. При отклонении маятника от нулевого положения уменьшается плечо OK ($OK' < OK$), то есть уменьшается момент пружины A , удерживающей маятник. В результате маятник отклоняется на больший угол – такой, когда отклонение становится заметным наблюдателю и этот наблюдатель точнее устанавливает прибор на 0 шкалы.

Для того, чтобы минимизировать зависимость показаний прибора от температуры, пружинные весы помещают в сосуд Дюара, используют мощную систему температурной компенсации и т.п. Но, несмотря на термостатирование и изоляцию прибора от внешней среды влияние внешних факторов, а главное, внутренние процессы в упругих элементах системы (старение материала этого элемента – потерю эластичности) все гравиметры характеризуются дрейфом, или **сползанием нуля-пункта прибора**. Поэтому обязательным требованием при работе с гравиметром является либо принадлежность начального и заключительного наблюдений к одной точке, либо к точкам с известными значениями g . Выявленные при этом изменения отсчетов относят за счет сползания 0-пункта, а установленную разницу разбрасывают пропорционально времени наблюдений по всем пунктам пройденного маршрута

Элементы методики наблюдений

Обычно разведочные гравиметрические съемки выполняются по *профильной или площадной методике*. Профильная съемка выполняется по отдельным изолированным друг от друга профилям (маршрутам). Результатами ее являются графики изменения аномалий Δg вдоль профиля. Эти съемки носят вспомогательный характер. При площадной – основной разведочной системе – все пункты наблюдения более или менее равномерно разбросаны по площади. По данным такой съемки строят карты аномалий силы тяжести.

Все гравиметрические съемки опираются на общегосударственную сеть основных гравиметрических пунктов. Значения силы тяжести на этих пунктах непосредственно привязаны к основным маятниковым пунктам на территории нашей страны, в которых измерены абсолютные значения силы тяжести. При необходимости проводится сгущение сети основных гравиметрических пунктов и создаются опорные пункты второго класса.

Непосредственно на площади гравиразведочных работ наблюдения выполняют на опорных и рядовых пунктах.

Полевую сеть опорных пунктов (*опорную сеть*) – то есть систему пунктов, в которых значение силы тяжести измерено с повышенной точностью и с которых осуществляется перенос значений Δg на рядовые пункты, привязывают к опорным пунктам более высокого класса (первого или второго), находящимся на исследуемой площади или вблизи нее.

Повышенная точность измерений достигается путем многократных наблюдений на одном и том же пункте или наблюдений с несколькими гравиметрами (или использованием более высокоточного прибора), а также сокращением времени измерений: на разбивку опорной сети отводится, как правило, не более 10 дней и на этот период задействуются автомобили или даже самолеты, или вертолеты. Наблюдения на пунктах опорной сети ведут по замкнутым полигонам, то есть каждый новый рейс начинают и заканчивают в одном и том же опорном пункте.

После создания опорной сети производятся наблюдения на рядовых пунктах. Совокупность наблюдений на нескольких рядовых точках составляет рядовой рейс. Наблюдения в рядовых рейсах всегда начинаются и заканчиваются на опорном пункте. Рейс не должен быть очень продолжительным (не более 2,5-3,5 часов), поскольку необходимо выдерживать постоянный «режим тряски» прибора: не допускаются остановки и протяженные паузы. Все изложенные особенности проведения гравиметрических работ связаны с проблемой учета сползания нуля-пункта гравиметра.

Методика наблюдений в рядовом рейсе может быть **однократной или с повторениями**. При однократной методике наблюдения выполняются только один раз на каждом пункте при прямом рейсе, причем каждый рейс должен включать не менее трех наблюдений на опорных пунктах (в начале, в середине и в конце). Это позволяет учитывать сползание нуля путем сопоставления разности значений силы тяжести между опорными пунктами, измеренными в рейсе, с разностью опорных значений (то есть значений, установленных при создании опорной сети) между теми же пунктами.

При методике с повторениями измерения выполняют во время прямого рейса и обратного хода. Число повторений в обратном ходе может составлять от 30 до 100%. Смещение нуля-пункта определяется по повторным наблюдениям в одном и том же рядовом пункте.

При проведении всех этих работ необходимо с высокой точностью установить географические координаты каждого пункта наблюдения, а также превышения его относительно уровня моря (высоты). Для этих целей проводятся специальные топографо-геодезические работы, которые сильно удорожают стоимость гравиметрических съемок, но являются их необходимой составляющей.

Помимо собственно гравиметровых наблюдений иногда приводятся специальные работы по измерению градиентов силы тяжести, для чего используют иные приборы – **гравитационные вариометры и градиентометры**. Это делается с целью детального геологического картирования рудных тел, карстовых полостей, зон трещиноватости и т.п., а также для детального изучения аномалий, обнаруженных в результате гравиметровых съемок. Об этих съемках можно подробнее прочитать в учебниках, приведенных в списке литературы. В процессе прохождения учебной геофизической практики студенты-геологи смогут более основательно ознакомиться с упомянутыми и иными деталями проведения гравиметрической съемки, получить представление об используемых приборах-гравиметрах, освоить приемы обработки результатов наблюдений, в результате которой геофизики осуществляют построение итоговых документов съемки – карт аномалий силы тяжести в редукции Буге.

Элементы интерпретации данных гравиразведки.

Эти карты далее подвергаются интерпретации, задачей которой является получение сведений об источниках выявленных аномалий, форме и глубине залегания границ раздела пород с разной плотностью и установление связи этих границ с геологическими границами. *Особенность интерпретации гравиметрических (как, впрочем, и магнитометрических) данных состоит в том, что гравитационное (и магнитное) поле является по своей природе суммарным, интегральным*. Оно сформировано влиянием всех неоднородностей разреза, вносящих в него свой вклад, пропорциональный массе неоднородности и обратно пропорциональный квадрату ее удаления от измерительного прибора на поверхности наблюдений. То есть механизм гравитационного действия объясняется, как уже говорилось, исходящим из закона тяготения Ньютона соотношением m/r^2 , где r – упомянутое удаление, а m – масса, то есть произведение объема неоднородности на ее **избыточную (эффективную) плотность**. Избыточная плотность – это разность плотностей тела - источника аномалии и пород, вмещающих это тело (неоднородность). Причем все эти плотностные неоднородности разреза действуют одновременно. Вклад ближайшей из них может оказаться наиболее значительным, поскольку она ближе к поверхности наблюдений. Но если, допустим, какая-то из масс отличается существенно большей избыточной плотностью, то может оказаться, что более удаленное тело также или даже весомее

участвует в натяжении пружины прибора. В итоге на суммарной кривой Δg , зарегистрированной при перемещении прибора вдоль профиля, уровень значений поля на отдельных максимумах может оказаться и очень близким, и весьма различным. А может получиться и так, что на суммарной кривой окажется, к примеру, *меньше экстремумов, чем неоднородностей в разрезе*, особенно если какие-то из них располагаются поблизости друг от друга и их влияние на суммарной кривой сольются в единый максимум (как было показано на рис.3) или минимум (в случае, когда вмещающие породы имеют большую плотность). В то же время в результате интерпретации необходимо выявить все реально существующие в разрезе гравитационные тела и охарактеризовать их свойства порознь, а не вместе.

Сказанное дает возможность уяснить, что *первой интерпретационной задачей в гравиметрии (и в магниторазведке) является разделение аномалий*. И только после того, как удастся от суммарного поля перейти к изолированным аномалиям, можно будет заняться уточнением геологической природы этих аномалий и, наконец, определением геометрических и собственно, геологических, характеристик их источников. Итак, необходимо в соотношении

$$\Delta g_a^B = \Delta_1 g_a + \Delta_2 g_a + \dots + \Delta_n g_a$$

определить отдельные составляющие $\Delta_1 g_a$, $\Delta_2 g_a$ и т.д.

Задача разделения аномалий может быть решена разными путями. Самым популярным и часто востребованным способом являются так называемые *частотные трансформации*, то есть преобразования, основанные на различии аномалий по частоте, или по размерам. Аномалии принято классифицировать на *региональные (низкочастотные, большие по размерам) и локальные, (высокочастотные, небольшие)*. Например, на рис. 13 показаны две аномалии (максимума) одинаковой интенсивности.

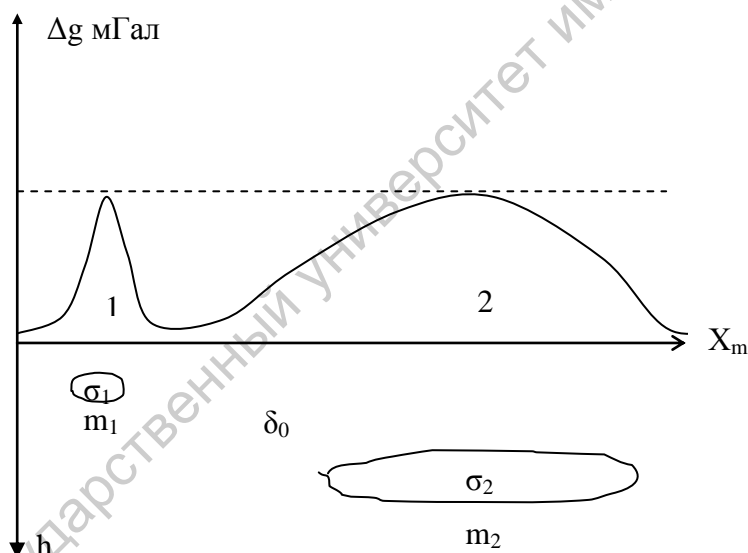


Рис.13. Локальная (1) и региональная (2) аномалии

Однако первая из них – узкая, пиковая, а вторая широкая, плавная. Первую можно отнести к локальным, а вторую к региональным. Очевидно, что на карте аномалий силы тяжести они будут локализованы различным образом. Локальные аномалии создают высоковозмущенные поля с близко расположенными изолиниями Δg , а региональные, занимающие значительные пространства, образуют более спокойные поля со значительными интервалами между изолиниями. В параграфе, повествующем о геологической природе аномалий Δg^B , среди выделенных факторов такие как рельеф поверхности фундамента или глубинный фактор обычно формируют региональную составляющую поля, а структура осадочного чехла локальную. Из приведенного рисунка хорошо видно, что источником пиковой аномалии скорее всего может служить небольшое, но неглубоко залегающее геологическое тело, тогда как аномалию 2 можно объяснить влиянием крупной, но относительно глубоко погруженной неоднородности. Такого рода различия как раз и позволяют эффективно использовать частотные преобразования. К ним

относятся такие способы как осреднение поля в скользящем окне с последующим вычитанием осредненного поля из суммарного поля Буге (в ходе обучения студенту будет предложена лабораторная работа, реализующая этот способ).

Используются и другие реализации идеи частотного разделения: *способ аналитического продолжения поля в нижнее полупространство, тренд-анализ* и др., о которых можно прочитать в учебниках и справочниках по гравиразведке. Проиллюстрировать результаты осреднения поля с последующим вычитанием Δg_{cp} из исходного нетрансформированного поля можно примером на рис.14.

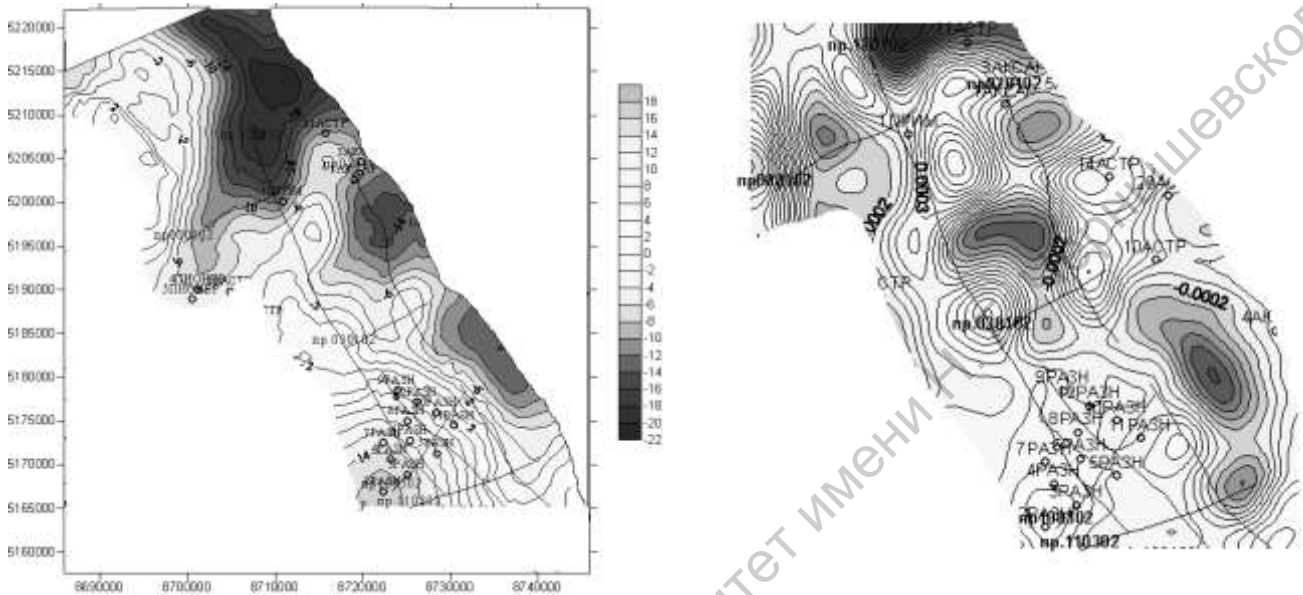


Рис. 14. Пример локализации аномалий поля силы тяжести
 а) - исходная карта аномального поля силы тяжести Δg фрагмента территории Астраханского свода; б) карта, преобразованная по методу осреднения.

После получения изолированной аномалии можно переходить собственно к ее интерпретации, используя *модельный подход*, идея которого излагалась в тексте лекции 2. Она состоит в решении прямых и обратных задач. Вначале попробуем осуществить *решение прямой задачи гравиразведки в общем виде*.

Допустим, что источником изолированной аномалии является некое неоднородное (то есть с меняющейся плотностью) геологическое тело произвольной формы, расположенное под поверхностью наблюдений во вмещающей среде с плотностью σ_0 . Поверхность наблюдения можно аппроксимировать плоскостью XOY . Решение прямой задачи должно дать ответ на вопрос: каково значение g в произвольной точке N на плоскости XOY , если известны (заданы) геометрические и петрофизические характеристики тела источника. Расположим наше тело в трехмерной системе координат XOY так, чтобы через него проходила ось Z , перпендикулярная поверхности наблюдений, как это показано на рис.15.

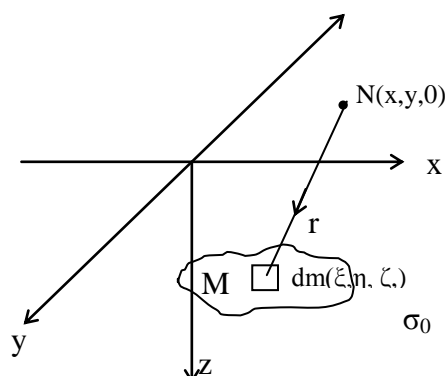


Рис.15. К решению прямой задачи гравirazведки в общем виде.

Для того, чтобы определить, чему равно значение g_z в точке N необходимо, принимая во внимание то обстоятельство, что тело M неоднородно по плотности, использовать аппарат разбиения этого тела на бесконечно малые фрагменты, в пределах каждого из которых можно признать плотность постоянной. Тогда можно будет посчитать гравизэффекты таких фрагментов в точке N, а затем все эти эффекты просуммировать, то есть проинтегрировать по всему объему тела. *Иными словами, необходимо осуществить вначале дифференцирование, а затем интегрирование.* При этом надо учесть, что сила притяжения – вектор. Поскольку направление силы притяжения каждым отдельным фрагментом будет отличаться от прочих, простое суммирование в такой ситуации не проходит, поэтому придется складывать составляющие (проекции) векторов на ось Z. Иными словами, гравизэффект каждого малого фрагмента можно оценить, следуя закону тяготения, следующим образом:

$$dg_z = G \frac{dm}{r^2} \cos(r, z)$$

Здесь dm - элемент массы M, G – гравитационная постоянная, r – расстояние между dm и точкой N на поверхности наблюдения (где как бы находится единичная масса прибора – гравиметра, испытывающая притяжение со стороны dm).

Умножением $G \frac{dm}{r^2}$ на $\cos(r, z)$ удастся получить проекцию силы притяжения, направленной по r на ось Z.

Значение r можно определить, вспомнив из аналитической геометрии, чему равняется расстояние между двумя точками в трехмерном пространстве. Если обозначить эти координаты для N через x, y и z (причем, поскольку точка N принадлежит к поверхности, ее координата $z = 0$), а для $dm(\xi, \eta, \zeta)$, то в соответствии с этой формулой

$$r = \sqrt{\xi - x^2 + \eta - y^2 + \zeta^2}$$

Поскольку косинус есть отношение гипотенузы к прилежащему катету, то есть r/z , выражение для dg_z можно переписать в виде $dg_z = G \frac{dm \cdot \zeta}{r^3}$, или

$$dg_z = G dm \frac{\zeta}{\sqrt{\xi - x^2 + \eta - y^2 + \zeta^2}^3}$$

Чтобы оценить гравизэффект g_z , создаваемый всей массой M необходимо проинтегрировать приведенное выражение по всему замкнутому контуру M, то есть по всему объему тела – источника, иными словами, взять тройной интеграл по X, Y и Z, причем константу G можно вынести за знак интеграла

$$g_z = G \int_M dm \frac{\zeta}{r^3} = G \iiint_{xyz} \frac{\zeta}{r^3} dm$$

Это выражение и будет представлять собой решение прямой задачи гравirazведки в общем виде.

Теоретически, этот интеграл можно вычислить («взять») только для тел простой геометрической формы. Поэтому значительную часть объема интерпретационного раздела в учебниках по гравirazведке составляет подробное аналитическое решение прямой (и обратной) задачи для таких тел: шара, цилиндра, куба, уступа и пр. Предполагается, что такими телами можно аппроксимировать, то есть упрощенно описать, реальные природные объекты. Например, изометричный по плановым очертаниям соляной купол, или антиклинальную складку

можно достаточно успешно аппроксимировать шаром. Рассмотрим самый простой двумерный плоский случай решения прямой задачи для такого однородного шара.

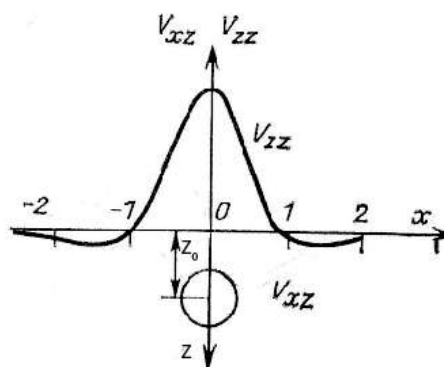


Рис.16. Аномалия над шаром.

Пусть этот шар (рис.16) располагается так, что ось Z проходит через его центр, а точка наблюдения находится на оси X, то есть координаты центра $0 - (0,0,z)$, а точки наблюдения $N - (x,0,0)$

Тогда, исходя из выражения для g_z , полученного ранее (в общем виде) можно записать, что

$$g_z = G \int \frac{z dm}{r^3}$$

Это очевидно, поскольку $r = \sqrt{x^2 + z^2}$

Полученное выражение можно привести к более простому виду, поскольку из приведенного рисунка следует, что на аномалию влияют лишь избыточная масса (а не размеры) шара и положение его центра: поле объекта сферической формы таково, как если бы вся его эффективная (то есть создающая гравитационный эффект, избыточная) масса была сосредоточена в центре, сведена в точку (здесь уместно вспомнить о ранее оговоренных допущениях при адаптации идеального закона Ньютона, где речь шла о взаимодействии материальных точек, к взаимодействию реальных масс (тел)).

Таким образом,

$$g_z = G \frac{Z M_{изб}}{r^3}$$

Исследуем это выражение и построим график g_z по профилю, то есть вдоль линии наблюдения. Во-первых, отметим, что независимая переменная x в выражении g_z стоит во второй степени – то есть кривая g_z должна быть осесимметричной, а сама эта ось проходит через начало координат. Очевидно, что g_z примет максимальное значение, когда абсцисса $x=0$, так как в этом случае знаменатель становится минимальным. Наконец, при стремлении $x \rightarrow \infty$, g_z стремится к нулю. Эти соображения объясняют форму кривых g_z , показанную на рисунке.

$M_{изб}$ можно записать через произведение объема шара $\frac{4}{3} \pi R^3$, где R его радиус, на избыточную (эффективную) плотность $\sigma_1 - \sigma_0$

$$M_{изб} = \frac{4}{3} \pi R^3 (\sigma_1 - \sigma_0)$$

Выше уже говорилось, что геологические задачи – это обратные задачи, а не прямые. Поэтому далее необходимо обратиться непосредственно к решению обратных задач. Основной

путь их решения связан с реализацией вышеизложенной идеи модельности, то есть опирается на так называемую схему подбора, когда на основании имеющихся представлений о строении разреза интерпретатор задается априорной моделью объекта и решает для этой модели прямую задачу. Затем расчетная кривая Δg сопоставляется с наблюдаемой и если требуемого соответствия не наблюдается, в модель вносятся определенные коррективы. После этого снова рассчитывается модельный гравизэффект, снова проводится сопоставление и так до тех пор, пока необходимая степень соответствия не будет достигнута. Тем самым устанавливаются итоговые значения M и Z , характеризующие объект поиска.

Таким образом видно, что процесс моделирования управляется петрофизическими и геометрическими параметрами модели – величинами $\sigma_{изб} = \sigma_1 - \sigma_0$, а также Z_0 – глубиной погружения центра шара и его радиусом R . Понятно, что определение этих двух величин исчерпывают возможности гравиразведки по решению геологической задачи. Такое решение не является однозначным, поскольку одинаковой массой M может обладать бесконечное множество шаров с одинаковым положением центра, но с различными R и $\sigma_{изб}$. То есть можно говорить о проявлении так называемой теоретической эквивалентности при решении обратной задачи гравиразведки. Действительно, нетрудно убедиться из выражения для $M_{изб}$, что варьируя значениями R и $\sigma_{изб}$ при условии, что $M_{изб}$ не меняется, можно получить такое множество. Для того, чтобы выбрать из него единственный шар, отвечающий объективной реальности, необходимо иметь данные о плотностных характеристиках разреза. По кривой g_z это сделать невозможно. Таким образом, для того, чтобы довести решение геологической задачи до конца, необходимо привлечь дополнительную к гравиразведочным данным информацию, то есть комплексировать гравиразведку с другими геофизическими методами или с бурением. О таком комплексировании можно прочитать в нашем учебном пособии [6]. Кроме моделирования, для решения обратной задачи используют метод характерных точек. Обычно это делается для того, чтобы оптимизировать параметры априорной ФГМ для реализации схемы подбора.

Приведем пример применения методики характерных точек в задаче об аномалии над шаром. Характерная (особая) точка здесь - это точка максимума на кривой g_z . Если в выражении для g_z принять $x=0$, то g_z окажется равным $G \frac{M_{изб}}{z^2}$. Выберем теперь на оси абсцисс точку с координатой $x_{1/2}$, для которой g_z равно половине от g_{zmax} и составим уравнение

$$\frac{1}{2} G \frac{M_{изб}}{z^2} = G \frac{z \cdot M_{изб}}{x_{1/2}^2 + z^2}$$

Решением этого уравнения можно получить значение Z , то есть координаты центра источника $Z \approx 1,3 x_{1/2}$

Найдя Z можно найти и $M_{изб}$

$$M_{изб} = \frac{g_{zmax} \cdot Z^2}{G}$$

Мы рассмотрели пример решения обратной задачи для тела простой геометрической формы, но гораздо чаще приходится заниматься объектами сложной формы и непостоянной плотности. В этих случаях используются *другие подходы, основанные на приближенных решениях численными методами – палеточными или компьютерными*. С этими методами студенты ознакомятся на лабораторных и практических занятиях. Там же они смогут рассмотреть примеры применения гравиразведки при решении различных актуальных геологических задач - картирования солянокупольных структур, ископаемых рифов, рудных объектов и т.п.

Поскольку гравиразведка оказалась в нашем курсе первой из методов полевой геофизики, на ее примере были рассмотрены многие элементы практики геофизических работ, которые будут, как правило, опускаться в дальнейшем со ссылкой на имеющие место аналогии.

При составлении предложенного текста автор использовал без кавычек фрагменты из учебников В.В.Знаменского[1], а также В.К.Хмелевского [2] с соавторами и др., представленных в списке литературы. Сказанное в полной мере относится и к последующим разделам учебного пособия.

Лекция 6. Магниторазведка.

Магниторазведка, как уже говорилось выше - это метод изучающий аномалии ΔT_a в распределении естественного магнитного поля Земли, обусловленные различной способностью горных пород воспринимать намагничение, то есть намагничиваться и хранить это намагничение в течение многих геологических эпох.

Таким образом, основными физическими параметрами магниторазведки являются магнитная восприимчивость горных пород χ и их намагниченность J , связанные между собой соотношением $\vec{J} = \chi \vec{T}$, где J – намагниченность, а T – напряженность поля, измеряемые в А/м. Таким образом, χ есть величина относительная, безразмерная.

ΔT_a представляет собой разность наблюдаемого и нормального значений поля

$$\Delta T_a = \vec{T}_{набл} - \vec{T}_{норм}$$

Под нормальным (или главным) полем понимается $T_{норм} = T_0 + T$, где T_0 , или $T_{дип}$ – поле однородно намагниченной сферы (или магнитного диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного примерно вдоль ее оси вращения) а T_1 - это составляющая, связанная с особенностями внутреннего строения Земли, называемая материковой или континентальной аномалией.

Вклад дипольной $T_{дип}$ составляющей в наблюдаемое магнитное поле составляет примерно 70%, что объясняет такие его глобальные особенности, как увеличение напряженности поля в 2 раза при переходе от экватора к полюсу. Материковые аномалии T_1 представляют собой плавно меняющиеся компоненты, образующие на Земле шесть крупных, соизмеряемых с площадью материков, положительных и отрицательных аномалий с амплитудой $(0,1 - 0,2) \cdot 10^5$ нТл. Природа этих аномалий до конца неясна, но предполагается, что их источники располагаются на глубине ~3000км в области границы мантия - ядро Земли.

Дипольная составляющая может быть рассчитана теоретически, тогда как T_1 определяется только экспериментально. Таким образом, *понятие нормального поля в магниторазведке существенно отличается от такового в гравиразведке*. Однако, это далеко не единственная особенность магнитного поля.

Особенности магнитного поля Земли.

1. Прежде всего заметим, что геологические тела могут быть намагничены как современным магнитным полем ($J_{индуцированное}$ или J_1), так и магнитными полями древних геологических эпох ($J_{остаточное}$ или J_r). То есть, величина вектора намагниченности складывается из этих двух составляющих

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r$$

Причем нередко доля J_r может оказаться существенно большей, то есть в геологических телах может быть запечатлено магнитное поле, существовавшее на Земле тогда, когда это тело создавалось. Это обстоятельство позволяет трактовать магнитное поле как *историко-геологическую категорию*. Поэтому и существует целая наука о палеомагнетизме и палеомагнитный метод определения возраста пород.

2. Магнитное поле – следствие движения электрических зарядов; как известно, электроны, вращающиеся вокруг своей оси обладают магнитным моментом. В зависимости от степени согласованности, упорядоченности движения электронов в атомах вещества можно говорить о различных способностях природных образований к восприятию намагничения. Но изучать магнитное поля можно не только используя законы электромагнетизма, а и опираясь на представление о том, что *магнитные аномалии можно трактовать как результат взаимодействия фиктивных «магнитных масс»*, придуманных некогда Ампером и Кулоном. В этом случае об-

наруживается больше сходства с гравиразведкой, и потому в геологии предпочтительней оказывается вторая трактовка.

3. *Магнитное поле в отличие от гравитационного сильно изменяется во времени. Такое поле называют нестационарным.* Однако, в земном нестационарном поле можно выделить значительную постоянную часть, обусловленную геологическими источниками, которая и является предметом исследований в магниторазведке. Для этих исследований временные изменения являются помехой, от которой необходимо как-то освободиться. *Изменения магнитного поля во времени называют вариациями.* Различают периодические (суточные, годовые) и непериодические (магнитные бури) вариации. Источники всех вариаций находятся вне Земли. Это, прежде всего, - непостоянство солнечной радиации и вызываемые ею возмущения ионосферы. Для того, чтобы исключить влияние вариаций, используются специальные приборы – *магнитовариационные станции*, непрерывно регистрирующие изменение напряженности в фиксированной точке наблюдений. Поскольку при производстве магниторазведочных наблюдений всегда фиксируется время наблюдений, можно снять показания магнитного вариометра, отнесенные к этому времени и ввести соответствующую поправку в показания разведочного прибора – магнитометра.

4. В свою очередь, *стационарное магнитное поле Земли связывается с внутренними земными причинами.* Поскольку из планет Земной группы только у Земли существует столь сильное магнитное поле, науку всегда интересовал вопрос о его происхождении. Все гипотезы на этот счет можно разделить на две неравновеликие группы. *Первая трактует природу этого поля, как связанную с процессами, протекающими вблизи ядра Земли, вторая объясняет данное явление намагниченным состоянием земной коры.* Большинство исследователей разделяют первую точку зрения. Основная концепция носит название **гипотезы гидромагнитного динамо**. Сущность ее состоит в следующем. Под мантией находится «жидкое» ядро с высокой электропроводностью, которая объясняется большим числом свободных электронов в веществе ядра вследствие высоких температур и давлений. Вращение Земли создает направленность в движении электронов, индуцирует в ядре вихревые токи. Эти токи в свою очередь создают магнитное поле, как происходит в динамомашине.

5. Места сосредоточения фиктивных магнитных масс в намагниченном теле называются полюсами. Их условно обозначают как северный N (плюсовой) и южный S (минусовой).

6. Сила взаимодействия точечных изолированных магнитных масс определяется законом Кулона

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2}$$

Структура этого выражения такая же, как и в законе Ньютона, но есть между ними глубокое различие – *магнитное взаимодействие зависит от свойств среды, где находятся массы.* Магнитные свойства характеризует параметр μ – **магнитная проницаемость**. В то же время в законе Ньютона $F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$ коэффициент G – константа. Магнитная проницаемость воздуха принимается равной единице.

Сила, действующая на единичную магнитную массу, называется **напряженностью** магнитного поля \vec{T} . Положив в формуле Кулона $m_2 = 1$, получим $T = \frac{m}{\mu r^2}$

За единицу напряженности магнитного поля принимается Ампер на метр (А/м). Напряженность магнитного поля - вектор, совпадающий по направлению с силой F . Его можно разложить на компоненты по осям координат: $X = T \cos(r,x)$; $Y = T \cos(r,y)$; $Z = T \cos(r,z)$. X и Y - это горизонтальные составляющие, а T – вертикальная. Магнитное поле называется однородным, если величина и направление вектора напряженности остаются неизменными в каждой рассматриваемой точке пространства.

7. Согласно классической теории электромагнитных явлений, источниками магнетизма являются электрические макро- и микротоки. *Основная величина, характеризующая магнитные*

свойства вещества – магнитный момент, определяемый как произведение тока, протекающего в замкнутом контуре, на площадь этого контура. Магнитный момент есть вектор, направленный по нормали к плоскости контура. Если исходить из ампер-кулоновских представлений, то каждое магнитное тело можно трактовать как магнитный диполь. Элементарным магнитным диполем называется система из двух разноименных магнитных масс на расстоянии $2dl$, малом в сравнении с r . Магнитный момент диполя $d\vec{M} = 2md\vec{l}$ направлен вдоль линии ($2dl$), соединяющей полюсы, от южного полюса к северному (рис.17)

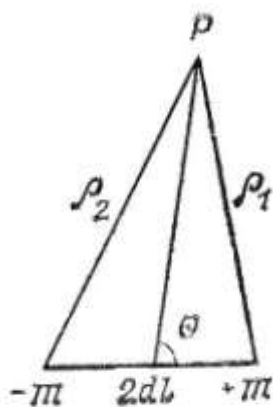


Рис.17. Элементарный магнитный диполь.

При характеристике магнетизма объемных масс конечных размеров магнитный момент определяется как векторная сумма моментов магнитных диполей, заключенных в объеме этого тела

$$\vec{M} = \sum d\vec{M}$$

8. Для характеристики магнитного поля удобно ввести, как это было сделано в гравиразведке, некую функцию – магнитный потенциал.

Это функция, частные производные которой по x , y и z связаны с напряженностью T и ее составляющими соотношениями

$$T = \frac{\partial U}{\partial r}; Z = \frac{\partial U}{\partial Z}; X = \frac{\partial U}{\partial X}; Y = \frac{\partial U}{\partial Y}$$

Простой проверкой легко убедиться, что магнитный потенциал точечной массы

$$U = \frac{m}{\mu r}$$

Потенциал, создаваемый элементарным диполем в точке P будет

$$dU = \frac{m}{\mu r_1} - \frac{m}{\mu r_2} = m \frac{r_2 - r_1}{\mu r_2 r_1} \approx \frac{m 2dl \cos \Theta}{r^2} = \frac{dM}{\mu r^2} \cos \Theta$$

Это приближенное соотношение получено из предположения, что $r_2 \approx r_1 \approx r$; $r_2 - r_1 = 2dl \cos \Theta$; $2mdl = dM$;

$$\vec{J} = \frac{d\vec{M}}{\partial \Omega}$$

Обозначим

Вектор \vec{J} представляет собой магнитный момент, приходящийся на единицу объема. Назовем его интенсивностью намагничивания или просто намагниченностью.

Тогда можно записать, что $dM = Jd\Omega$

Отсюда следует, что потенциал, создаваемый магнитом с объемом Ω будет представлять собой интегральную сумму таких dM .

$$U = \int_{\Omega} \frac{dM}{\mu r^2} \cos\Theta = \int_{\Omega} \frac{J d\Omega}{\mu r^2} \cos\Theta = \int_{\Omega} \frac{J}{\mu r} \cos\Theta \frac{d\Omega}{r}$$

Связь между гравитационным и магнитным потенциалом.

Из полученного выражения видно, что ядром интегрального преобразования является функция $\frac{d\Omega}{r}$. Вспомним, что потенциал силы притяжения равен $V = G\sigma \int \frac{d\Omega}{r}$, то есть имеет такое же ядро интегрального преобразования.

Отсюда следует связь гравитационного и магнитного потенциалов, устанавливаемая соотношением Пуассона

$$U = \frac{J}{G\sigma} \frac{\partial V}{\partial r}$$

Такая связь имеет место, если источником гравитации и магнетизма является одно и то же тело. Геологический смысл этой связи мы поясним позднее.

Элементы земного магнетизма.

На поверхности Земли в произвольно взятой точке свободно подвешенная магнитная стрелка ориентируется в определенном направлении – в направлении полного вектора напряженности магнитного поля T . Полный вектор можно разложить в трехмерной системе координат (рис.18), оси которой направлены X - на географический север, Y - на восток, Z - по вертикали вниз на составляющие – вертикальную Z , направленную к центру Земли и горизонтальную H , которая является проекцией на плоскость XOY . В свою очередь горизонтальная составляющая H раскладывается на составляющие X (северную) и Y (восточную). Вертикальный угол между H и T называется углом наклона J (угол наклона магнитной стрелки), а горизонтальный угол между X и H углом склонения D (отклонение магнитной стрелки от направления на географический северный полюс к магнитному северному полюсу Земли).

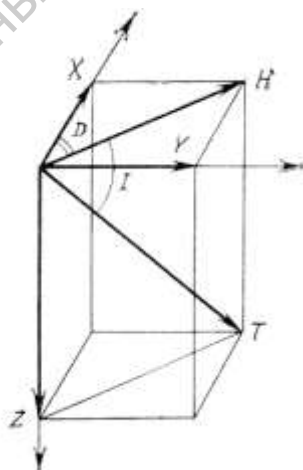


Рис.18. Элементы земного магнетизма.

Величины T, Z, H, X, Y, J и D называются элементами земного магнетизма. Они связаны между собой соотношениями

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2}; Z = T \sin J; H = T \cos J; X = H \cos D; Y = T \sin D; H = \sqrt{X^2 + Y^2}$$

Для изучения распределения элементов земного магнетизма проводятся их измерения на поверхности Земли и строятся специальные карты изодинам T , Z и H . Изодинамами называют линии равных значений этих величин. Строятся также карты равных значений D – изогон и J – изоклин. Полная напряженность геомагнитного поля увеличивается от экватора к полюсу с 33,4 до 55,7 А/м.

В магнитной разведке угловые элементы земного магнетизма не измеряют, а из линейных регистрируют, главным образом, значения полного вектора T . Значение T в любой точке земной поверхности можно представить в виде суммы

$$T = T_0 + T_1 + T_2 + T_3 + \delta T$$

Здесь δT – переменная составляющая поля, то есть магнитные вариации, о которых говорилось выше. На эту переменную, нестационарную составляющую приходится всего около 1 % от величины T . Остальные 99% приходятся на стационарную компоненту, источники которой находятся внутри Земли. Для стационарного поля установлены только медленные вековые изменения (вариации).

О составляющих T_0 и T_1 , образующих нормальное поле, уже упоминалось. Нормальное поле измеряется экспериментально – для этого регулярно проводят специальные наблюдения с периодичностью порядка 10 лет. В те годы, когда измерения не проводились, используют самые последние по времени карты, которые исправляют с учетом вековой вариации.

Таким образом, исключив из суммарного значения T влияние нормального поля и вариации δT , получают аномальную часть магнитного поля Земли, обусловленную намагниченным состоянием земной коры.

Эта аномальная часть может быть представлена как сумма $\Delta T = T_2 + T_3$, где T_2 региональная, а T_3 – локальная составляющие этой аномальной части. К региональным обычно относят аномалии, имеющие плановые размеры, измеряемые в сотнях километров, а к локальным – единицами или первыми десятками километров.

Магнитные свойства горных пород.

По способности намагничиваться все вещества и природные геологические образования подразделяются на **диамагнитные**, у которых $\chi < 0$ и очень мало по своей абсолютной величине и **парамагнитные**, у которых $\chi > 0$ и примерно на порядок больше, чем у диамагнитных, абсолютная величина. К диамагнетикам относятся золото, нефть, вода, каменная соль, для которых характерны значения $\chi \sim -1-2 \cdot 10^{-5}$ СИ. К парамагнетикам принадлежат кварц, уголь, марганец, большинство осадочных и кристаллических горных пород. К природным образованиям, у которых $\chi > 0$, относятся и немногочисленные минералы – окислы железа и титана – ферромагнетики: магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 , титаногематит Ti_2O_3 , титаномагнетит Ti_3O_4 . Особое место среди них занимает магнетит Fe_3O_4 , основной широко распространенный носитель магнетизма в природе. Магнитные свойства горных пород определяются содержанием в них этих минералов.

Для пара- и диамагнетиков связь между намагниченностью I и величиной намагничивающего поля T линейна, она описывается упоминавшимся парамагнитным соотношением $\vec{I} = \chi \vec{T}$. Причем, для того, чтобы хоть сколько нибудь заметно намагнитить эти тела, необходимо создавать очень сильные магнитные поля.

Так, в кислых кристаллических породах (граните и др), где содержание окислов железа мало (менее или около 1 процента), значения χ обычно не превосходят $500-1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, а в основных – габбро и базальты (содержание окислов железа более 2 %) χ достигает $10600-18000 \cdot 10^{-5}$ СИ, то есть близко к единице СИ. Магнитная восприимчивость метаморфических и осадочных пород на несколько порядков меньше, чем у изверженных, в связи с чем они создают сравнительно слабые магнитные аномалии, которые еще сравнительно недавно невозможно было выявить с помощью приборов – магнитометров, применявшихся тогда в магнитной разведке.

Ферромагнетики обладают иным типом намагничивания - гистерезисным, нелинейным. Если приложить постепенно возрастающее магнитное поле к ненамагниченному ферромагнетику, то поначалу характер намагничивания (кривая *A*) близок к линейному, но при значительной напряженности происходит «магнитное насыщение» материала (уровень «насыщения» обозначен как I_s), и далее I уже не возрастает. При постепенном уменьшении напряженности кривая размагничивания *B* не совпадает с кривой намагничивания *A* и когда влияние поля будет снято полностью, ферромагнетик сохранит некоторую часть намагниченности - I_r , которая называется *остаточной намагниченностью*. При дальнейшем увеличении напряженности поля в отрицательную сторону намагниченность становится равной нулю (ферромагнетик полностью размагничивается), а затем снова возрастает в ту же отрицательную сторону, пока вновь не достигнет состояния магнитного насыщения. Поле, которое необходимо приложить, чтобы полностью размагнитить магнит, называется *коэрцитивной (или задерживающей) силой*. Благодаря ей, ферромагнитные минералы сохраняют остаточную намагниченность \vec{I}_r . Она характеризуется параметром Кенигсбергера, который определяется отношением $Q = I_r/I_s$, изменяющимся от 0 до 100 и может быть как положительным, так и отрицательным. Значение Q велико для ферромагнитных минералов, меньше для магматических пород, еще меньше для метаморфических и близко к нулю для осадочных. Больше всего ферромагнитных минералов содержится в магматических горных породах, а применительно к платформенным территориям, в породах кристаллического фундамента.

В итоге зависимость I для ферромагнетиков приобретает вид, показанный на рис.19. Эту зависимость принято называть *петлей гистерезиса*.

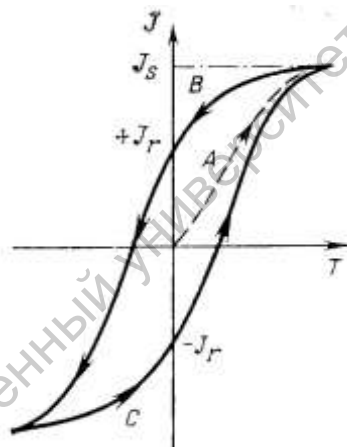


Рис.19. Петля магнитного гистерезиса.

Еще одно особенное свойство ферромагнетиков – зависимость их намагничивания от температуры. Она состоит в том, что χ ферромагнетиков вначале сильно растет с увеличением температуры (в сотни раз), но по достижении определенного предела, называемого *температурой Кюри*, этот рост прекращается, ферромагнетик теряет свою намагниченность, превращаясь в обычный парамагнетик. Это означает, что *при температурах, превышающих точку Кюри, носителей магнетизма в горных породах уже нет*. У минералов, определяющих намагниченность горных пород, точка Кюри лежит в диапазоне от 400 до 700°C (для магнетита точка Кюри составляет 670°C). Такая температура в недрах Земли достигается на глубинах от 20 до 50 км в зависимости от строения, величины теплового потока и теплопроводности разреза. Поэтому на глубине > 50 км уже нет магнитоактивных толщ. Таким образом, *можно говорить о наличии у Земли так называемого магнитоактивного слоя, поверхностью которого является кровля кристаллических пород (кристаллического фундамента на платформенных территориях), а подошвой – изотермическая поверхность Кюри*. Отсюда именно особенности внутренней структуры этой толщи и рельеф названных поверхностей главным образом определяют интен-

сивность и структуру аномальной части геомагнитного поля. Во всяком случае, сказанное может быть с полным основанием отнесено к региональной составляющей T_2 .

Тем самым можно говорить и об ограниченной глубинности магниторазведки как метода изучения строения Земной коры.

Из рассмотренного выше видно, что находясь в магнитном поле ферромагнетик сам становится постоянным магнитом, то есть создает собственное (внутреннее) постоянное магнитное поле \vec{T}' , которое пропорционально внешнему полю \vec{T} , но направлено в противоположную сторону. Это поле связано с намагниченностью I соотношением $\vec{T}' = N\vec{I}$, где N – так называемый коэффициент размагничивания магнита, который зависит от формы магнита (например, для тонкой пластины, намагниченной перпендикулярно поверхности $N = -4\pi$).

Сумма внешнего \vec{T} и внутреннего \vec{T}' (то есть созданного ферромагнетиком) полей называется магнитной индукцией \vec{B} . Заметим, что прибор-магнитометр измеряет именно это суммарное поле, которое связано с T соотношением $B = \mu T$.

Единица магнитной индукции тесла (Тл), ее размерность вольт-секунда на квадратный метр. В магниторазведке используется **нанотесла** ($1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$)

$$1 \text{ нТл} \approx 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$$

Изложенные сведения позволяют перейти к главному для нас вопросу в курсе магнитной разведки – геологической природе магнитных аномалий.

Геологическая природа магнитных аномалий и разведочные возможности магнитометрического метода.

В изложении этого вопроса можно полностью опереться на аналогии с природой гравитационных аномалий. Это позволяет без предварительных объяснений сразу же перейти к перечню *физико-геологических факторов разреза, участвующих в формировании аномалий магнитного поля на примере платформенных территорий.*

Прежде всего, назовем **рельеф поверхности кристаллического фундамента**, поскольку эта поверхность разделяет слабо магнитную осадочную толщу и, наоборот, магнитоактивную толщу пород фундамента. Эффективная величина χ , то есть разность значений χ , характерных для этих толщ составляет в среднем один-два порядка, то есть $10-100 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, а нередко и существенно больше. В самом деле, значения χ для нижнего терригенного комплекса осадочного чехла обычно не превышают $20-40 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, тогда как χ гранитно-метаморфического комплекса чаще всего превышает $150-300 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$. Так что рельеф фундамента обычно проявляется в магнитном поле, создавая аномалии в десятки или даже первые сотни нТл. Если сравнивать между собой грави- и магнитоактивность рельефа фундамента, то можно сказать что *в поле Δg этот фактор проявляет себя более контрастно*, но все же выступы кристаллического основания в целом могут быть достаточно надежно выявлены на картах ΔT_a .

Второй фактор – **неоднородность внутренней структуры фундамента**, напротив *более сильно проявляет себя в магнитном поле*, где интрузии основных пород в гранитно-метаморфической толще Земной коры создают интенсивные (до нескольких сотен, а иногда и более нТл) аномалии ΔT и формируют основной рисунок этого поля. Очень хорошо выявляются в нем и **разломы фундамента**. Обычно по разломам поднимаются из глубин разогретые и потому сильно намагниченные основные породы. И хотя сами такие магнитные тела имеют сравнительно небольшую массу, но в силу интенсивного намагничения этих тел, разломы четко просматриваются в виде линейных цепочек слабых аномалий ΔT , по которым *трассируются разломы и тем самым выявляются блоки фундамента*. Их структурные позиции проявляются в интенсивности значений ΔT в пределах этих блоков, а больший или меньший наклон находит отображение в конфигурации и сближении (или разрядке) изолиний.

Глубинный фактор, о котором было немало сказано применительно к гравиразведке, в магнитном поле себя не проявляет в силу вышеотмеченного ограничения глубинности магниторазведки, связанного с наличием изотермической поверхности Кюри.

Структура осадочного чехла и неструктурный фактор находят определенное отображение в магнитном поле, хотя в старых учебниках, изданных до 80-х годов прошлого столетия, то есть каких-то 20-30 лет назад, об этом не было речи. *Возможность выявлять неоднородности осадочной толщи появилась только с внедрением в практику магнитной разведки протонных и квантово-оптических магнитометров.*

«Осадочные» аномалии имеют малую интенсивность (до первых десятков нТл) из-за слабой контрастности магнитных свойств осадочных пород. Средние значения χ в карбонатных комплексах не превышают $10 \cdot 10^{-5} СИ$ (максимальные χ доходят здесь до $30 \cdot 10^{-5} СИ$), а в терригенных $40-50 \cdot 10^{-5} СИ$ (максимальные χ для песчаников не превышают $100-120 \cdot 10^{-5} СИ$).

«Нефтяные» аномалии также могут быть выявлены современной магниторазведкой. Чаще всего это отрицательные аномалии (слабые минимумы интенсивностью до 20-30 нТл), возникающие из-за диамагнетизма углеводородного флюида. Однако, не исключаются и небольшие плюсовые аномалии, обусловленные возникновением в зоне залежи и, особенно, над ней вторичного магнетита, вызванного высокой химической активностью нефти. Например, выявлены скопления вторичного магнетита над некоторыми месторождениями в США, а в палеомагнитной лаборатории НИИ геологии Саратовского университета экспериментально показана возможность преобразования под влиянием углеводородов слабомагнитного минерала сидерита Fe_2CO_3 в магнетит.

Обобщение данных магниторазведки по территории Европейской России показало, что более 90% структур осадочного чехла и более 75% нефтегазовых месторождений находят свое четкое отображение в результатах магнитных съемок.

В последнее время в упомянутой палеомагнитной лаборатории разрабатываются новые методы поисков нефти и газа, основанные на термомагнитных явлениях. Тот же термомагнетизм обусловил применение магниторазведки для решения задач археологии, технической геофизики и пр. Трудно преувеличить и геологическое значение палеомагнитных исследований. По существу эти исследования, начавшиеся в середине прошлого столетия, сыграли основополагающую роль в становлении таких важнейших геологических идей как тектоника плит, глобальный рифтогенез и пр. Обо всем этом много говорится в специальной и научно-популярной литературе, энциклопедии «Аванта +» и других источниках. В плане решения задач поисков и разведки месторождений полезных ископаемых палеомагнитные исследования также играют значительную роль. Она определяется тем, что продукты разрушения (выветривания) скальных массивов изверженных пород с сильным намагничением транспортируются водными потоками на огромные расстояния, осаждаются и образуют мощные скопления осадочных пород. Причем каждая исходная частичка-песчинка, как единичный элементарный магнетик, при осадении ориентируется магнитным полем времени образования осадка и, таким образом, в сформировавшейся толще запечатлевается магнитное поле этого времени. Нередко вектор остаточной намагниченности I_r является более сильной составляющей в суммарном значении I , чем составляющая I_i , индуцированная современным магнитным полем. Таким образом, измерение намагниченности и определение параметра Q проливает новый свет на геологическое строение изучаемого района и это способствует повышению эффективности геологической разведки.

Сказанное позволяет высоко оценить разведочные возможности магнитного метода, способного решать задачи непосредственных поисков железорудных месторождений, картирования выступов и погружений в рельефе фундамента платформенных территорий, выявления неоднородностей его внутренней структуры, трассировании глубинных разломов, решения задач инженерной геологии и археологии, поисков нефтегазовых залежей.

Столь широкий спектр возможностей в магниторазведке открылся с появлением принципиально новых приборов-магнитометров. В старых приборах в качестве основного измерительного инструмента использовалась магнитная система, напоминающая стрелку компаса. Показания таких приборов сильно зависели от множества превходящих факторов и обладали недостаточной для решения тонких геологических задач точностью. Современные приборы – протонные и квантовые магнитометры – позволяют измерять абсолютные значения напряженности поля с очень высокой точностью.

Идея ядерных (протонных) магнитометров состоит в следующем. Ядра многих элементов могут рассматриваться как магнитные диполи. Они ориентированы (в той или иной части) в направлении приложенного магнитного поля (то есть Земного). Если приложить поле другого направления – ориентировка изменится, а если это поле снять, то диполи стремятся вернуться в исходное состояние. Причем возврат этот реализуется как колебательный процесс. Частота колебаний (прецессий) зависит от приложенного (первичного) магнитного поля

$$\omega = \gamma T_0$$

Частоты эти можно измерить и пересчитать в абсолютные значения модуля полного вектора напряженности магнитного поля. Все это явления ядерного магнитного резонанса (ЯМР).

В качестве вещества, используемого для реализации процесса ЯМР используется вода H_2O . Ядра кислорода не имеют магнитного момента и частота прецессий определяется только колебанием протонов (ядер водорода). Вода заливается в цилиндрический сосуд, который вставляется в катушку с витками провода (соленоид). С помощью соленоида вокруг сосуда с жидкостью создается сильное магнитное поле T_0 напряженностью около 10^4 А/м. Направление поля задается примерно перпендикулярным к измеряемому геомагнитному полю. По истечении 1-2 с наложенное поле отключается. Наведенный магнитный момент протонов прецессирует с частотой ω вокруг вектора напряженности геомагнитного поля.

Полная независимость результатов измерений от ориентировки прибора, возможность производить измерения на колеблющемся основании (судно, самолет, вертолет), независимость от температур, высокая точность измерений обусловили быстрое внедрение таких приборов в практику магнитной разведки. С устройством и особенностями работы наземного протонного магнитометра студенты смогут ознакомиться в процессе прохождения полевой учебной практики.

Квантовые магнитометры основаны на эффекте Зеемана, заключающемся в том, что уровни энергии атомов или ядер, обладающих магнитным моментом, в магнитном поле расщепляются на несколько подуровней $E_1, E_2 \dots E_N$. Разность энергии ΔE между подуровнями зависит от напряженности T магнитного поля

$\Delta E = h \gamma T$, где γ – отношение магнитного момента атома или ядра к моменту количества движения (механическому моменту), h – постоянная Планка.

Согласно законам квантовой механики частота перехода квантов ω между энергетическими уровнями с энергиями E_1 и E_2 выражается формулой

$$\omega = \frac{E_1 - E_2}{h}$$

Основываясь на приведенных соотношениях можно заключить, что частота перехода между зеемановскими подуровнями

$$\omega = \Delta E/h = \gamma T$$

Из последнего выражения следует, что частота квантового перехода ω пропорциональна напряженности магнитного поля. Это соотношение положено в основу измерений магнитного поля квантовыми магнитометрами. Точность этих приборов такова, что позволяет строить карты ΔT_a с сечением менее 1 нТл. А это позволяет надежно выявлять аномалии с интенсивностью до 3-5 нТл, то есть решать весьма тонкие геологические задачи.

Основная модификация современной магниторазведки – аэромагнитная съемка. Высокая точность измерений и независимость производства съемок от поверхностных условий, сложностей наземной обстановки (заболоченность, залесенность, промышленная застройка) делает магниторазведку наиболее технологичным из методов разведочной геофизики.

Карты ΔT_a подвергают геологической интерпретации, используя в значительной мере те же подходы, что и в гравиразведке – методы разделения полей, решение прямых и обратных задач аналитическими и компьютерными методами. Хороший эффект дает совместная интерпретация гравимагнитных данных, основанная на их направленном суммировании, корреляционных преобразованиях, преобразовании Пуассона. Например, идея так называемого псевдомагнитного преобразования, основанного на Пуассоновской связи заключается в следующем.

Геологический смысл Пуассоновской связи состоит в том, что ее можно использовать при интерпретации аномалий силы тяжести для решения задачи разделения аномалий, о которой уже говорилось выше применительно к гравиразведке. Процедуру такого разделения можно представить следующим образом.

Экспериментальную кривую Δg_a нетрудно, воспользовавшись соотношением Пуассона пересчитать в магнитную, то есть получить так называемую псевдомагнитную аномалию (*ПМА*). Если источники гравитации и магнетизма совпадают – то *ПМА* окажется такой же как и экспериментальная кривая ΔT_a . Если же, как это обычно бывает, плотностных неоднородностей в разрезе больше (осадочный чехол, например, значительно сильнее дифференцирован по плотности, чем по намагниченности), то в *ПМА* будет информации существенно больше, чем в реальной наблюдаемой кривой ΔT_a . Если провести процедуру вычитания кривой ΔT_a из *ПМА*, то влияние, обусловленное общими источниками гравитации и магнетизма (такие источники, как нетрудно догадаться из вышесказанного, сосредоточены в фундаменте) будут устранены и полученная разностная кривая выявит локальные аномалии, связанные только с осадочной толщей.

Приведенный здесь краткий конспект курса магнитной разведки позволяет составить определенное представление об ее особенностях и разведочных возможностях, которое можно существенно расширить, ознакомившись с предложенными литературными источниками. Поставленную в этом пособии задачу можно, по мнению составителя, считать решенной, если студент без особых затруднений самостоятельно ответит на нижеследующие контрольные вопросы, содержание которых напрямую в тексте пособия не освещается.

Контрольные вопросы по грави- и магниторазведке.

1. Какой из названных методов характеризуется большей глубиной?
2. Какое из потенциальных полей - гравитационное или магнитное - характеризуется большей дифференцированностью?
3. Какой из методов более востребован при решении геологических задач в солянокупольных бассейнах?
4. Какой из методов с большей эффективностью используется в аэромодификации?
5. Какое из полей характеризуется большей информативностью в отношении неоднородностей строения осадочного чехла платформенных территорий?

Для лучшего понимания геологических возможностей грави- и магниторазведки в сравнительном плане студенту, будет предложено провести сопоставление карт аномалий Δg и ΔT одного и того же участка территории Саратовского Поволжья.

Лекция 7. Электрические поля и методы электроразведки.

В отличие от вышерассмотренных методов электроразведка - это не один, а большая группа (более 30) методов с очень широким спектром возможностей, которые реализуются в самых разных сферах человеческой деятельности – от поисков полезных ископаемых – до сельского хозяйства и строительства железнодорожных магистралей. Это обусловлено, с одной стороны, разнообразием физических свойств пород, связанных с геоэлектрическими процессами, а с другой – многообразием электрических полей – естественных и искусственных, циркулирующих в недрах. В одном из стихотворений поэта Мартынова планета Земля представляется как

«Увешанная виадуками,
Источенная водотоками,
Набитая золой и туками,
Насквозь пронизанная токами...»

И это совершенно точный образ, хорошо понятный геофизику.

Поэтому определение метода, с которого мы обычно начинаем рассмотрение каждого раздела курса, звучит следующим образом: Электроразведка – это группа методов, изучающих структуру и особенности распределения искусственных и естественных полей постоянного и переменного тока, обусловленные различной электропроводностью, диэлектрической проницаемостью, поляризуемостью, геоэлектрохимической активностью и т.п. горных пород Земной коры.

Чаще всего в электроразведке определяют так называемое кажущееся сопротивление ρ_k (электропроводность) – характеристику среды и представляют ее в зависимости от параметра, контролирующего глубину проникновения электрического тока в толщу пород. Такие зависимости выглядят как график, приведенный на рисунке 20.

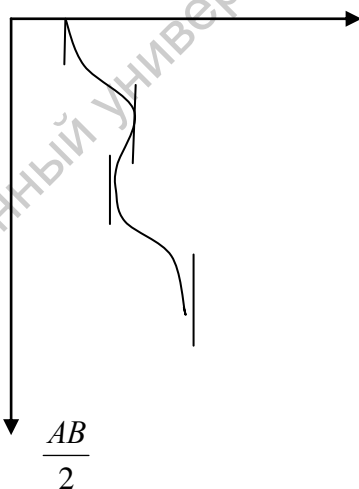


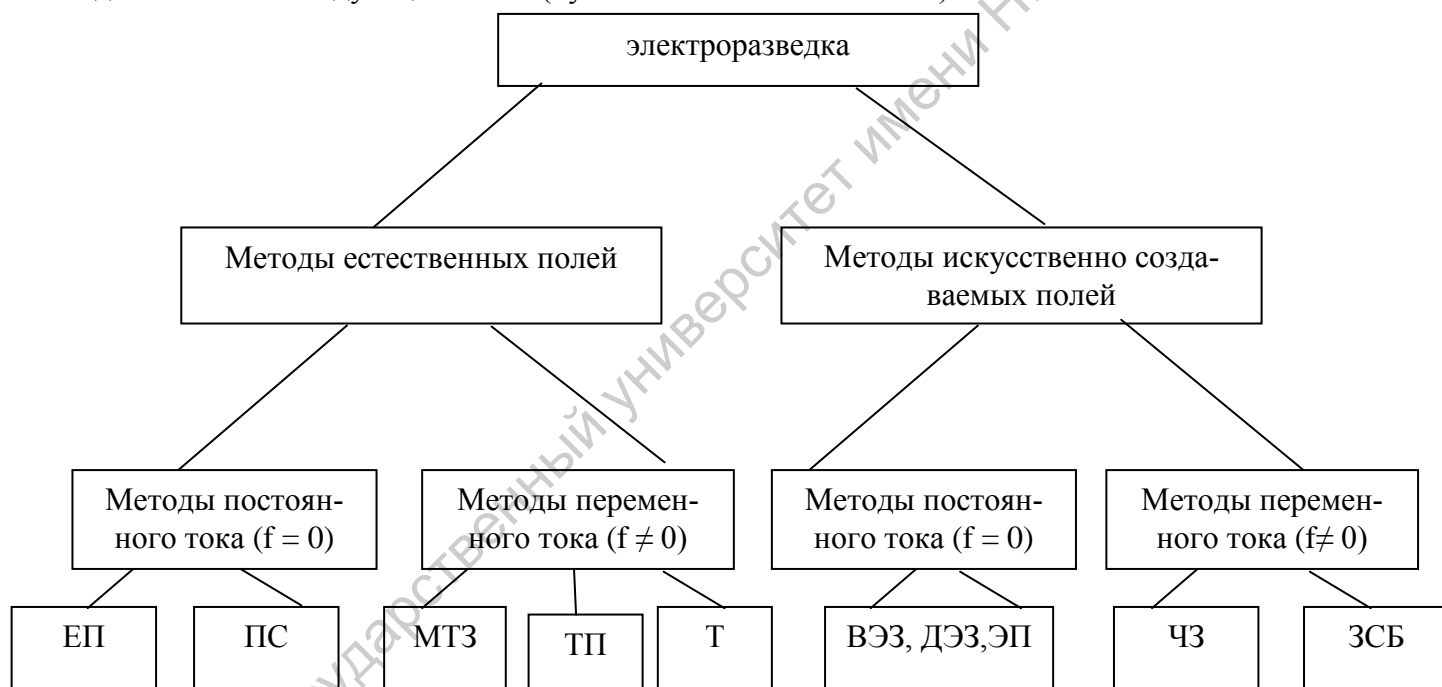
Рис.20. Кривая электрического зондирования.

Особенности (аномалии) такой кривой – это максимумы и минимумы, которые не столь суммарны по своей геологической природе как гравитационные или магнитные. Ведь каждая такая особенность обусловлена уже не всем разрезом, а только его частью, комплексом пород – терригенных или карбонатных, или галогенных высокого (максимум) или низкого (минимум) сопротивления, слагающим определенный интервал глубин разреза. *Такая геологически интерпретируемая электроразведочная информация характеризуется более высокой степенью разрешенности, дифференцированности.* Под нормальным полем в электроразведке чаще всего подразумевается поле над однородным разрезом – то есть кривая ρ_k , не содержащая особых точек.

Основной тип проводимости горных пород в природе – ионный. Это проводимость растворов (флюидов), насыщающих поры горных пород, связанная с диссоциацией растворенных солей на анионы и катионы и с переносом вещества. Тем самым проводимость оказывается тесно связанной с пористостью и проницаемостью пород. Все это обосновывает особую «одаренность» электроразведки, как метода прогнозирования неструктурного геологического фактора при изучении осадочных комплексов, т.е. прогнозирования нефтегазоносности разреза и его литологической составляющей. Так, песчанистые породы-коллектора, благодаря наличию пор, содержат тот или иной флюид. Если это нефть – то сопротивление породы будет высоким, а если вода – низким, то есть толща окажется проводящей. Каменная соль и большинство кристаллических пород не содержит пор – такие породы относятся к непроводящим, то есть характеризуются высоким сопротивлением и отмечаются на кривых ρ_k максимумами.

Другой вид проводимости – металлическая или электронная. Здесь ток переносится свободными электронами без переноса вещества (масса электрона незначительна). Такая проводимость встречается в природе гораздо реже. Она свойственна только некоторым рудным объектам – проводникам, например месторождениям сульфидов или самородных металлов. В таких объектах обычно самопроизвольно протекают геоэлектрохимические процессы, связанные с окислением и над ними фиксируются аномалии разности потенциалов.

В целом можно предложить классификацию методов электроразведки, которая приводится на нижеследующей схеме (буквой f обозначена частота):



На этой схеме показано небольшое число конкретных методов, которые будут в той или иной степени рассмотрены в тексте, как имеющие наиболее широкое распространение при решении геологических задач.

Приведенные аббревиатуры этих методов читаются следующим образом:

ЕП – метод естественного поля,

МТЗ – магнитотеллурическое зондирование,

МТП – магнитотеллурическое профилирование,

ТТ – метод теллурических токов,

ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование,

ДЭЗ – дипольное электрическое зондирование,

ЭП – электропрофилирование,

ЧЗ – частотное зондирование,

ЗСБ – зондирование становлением поля в ближней зоне.

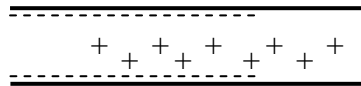
Вначале остановимся на рассмотрении *методов естественных полей*.

Поля постоянного тока.

Постоянные во времени естественные электрические поля – их называют локальными – возникают в геологической среде в ходе ряда процессов:

а) *окислительно-восстановительных (геоэлектрохимических)*, протекающих на границе электронного (рудные минералы) и ионного (окружающие подземные воды) проводников. Они наблюдаются на сульфидных, угольных и графитовых месторождениях.

б) *процессов фильтрации растворов сквозь поры горных пород*. Трещины и поры в породе можно уподобить капиллярам, стенки которых способны адсорбировать ионы одного знака (обычно отрицательные). В жидкой среде вблизи стенок капилляра накапливаются ионы противоположного знака и, таким образом, в капиллярах образуется двойной электрический слой. При движении жидкости через капилляр часть подвижных зарядов двойного электрического слоя (обычно положительных) выносятся по направлению движения. В результате на концах капилляра возникает разность потенциалов, пропорциональная перепаду давления



$$V_{\phi} = A \frac{\Delta p \rho_3}{\eta} \text{ где } \Delta p \text{ – разность давлений на концах капилляра; } \rho_3 \text{ – удельное сопротивление, } \eta \text{ – вязкость электролита, } A \text{ – коэффициент пропорциональности;}$$

в) *процессов диффузии ионов на границах соприкасающихся подземных растворов и адсорбции ионов частицами породы*. Такими соприкасающимися растворами могут быть, например, буровой (если скважина находится в процессе бурения) и пластовая вода, если разбуривается водоносный пласт. Концентрация солей в них разная и идет процесс диффузии, который продолжается до тех пор, пока не установится равновесие. Благодаря разной подвижности катионов и анионов происходит неравномерное распределение зарядов в подземных водах разной концентрации, что ведет к созданию естественного электрического поля диффузионной природы.

Величина и знак диффузионных потенциалов зависят от адсорбционных свойств минералов, то есть способности мелкодисперсных и коллоидных частиц удерживать на своей поверхности ионы того или иного знака. С некоторым упрощением можно записать зависимость

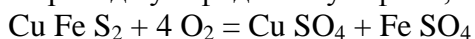
$$\Delta V_g = k \lg \frac{C_1}{C_2} \approx k \lg \frac{\rho_2}{\rho_1} \text{, где } C_1 \text{ и } C_2 \text{ – концентрации, а } \rho_1 \text{ и } \rho_2 \text{ – удельные электрические}$$

сопротивления соприкасающихся растворов, k – коэффициент пропорциональности. Возникающие разности потенциалов обычно не превышают $n \cdot 10 \text{ мВ}$, где $n < 5$.

Такие поля, как фильтрационное и диффузионно-адсорбционное используются в скважинной геофизике при производстве работ методом ПС (потенциал самопроизвольный), а окислительно-восстановительное – в полевой геофизике, в методе ЕП.

Рассмотрим коротко модель ЕП на примере разведки сульфидной залежи.

Верхняя часть сульфидного тела (например халькопиритового Cu Fe S_2), как правило, располагается в зоне активной, так называемой вадозной циркуляции богатых кислородом и углекислотой инфилирующих атмосферных вод, то есть в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод. Более глубокие части тела находятся в зоне бедных кислородом застойных вод, то есть в восстановительной обстановке. Поэтому в верхней части залежи происходит окисление руды и переход сульфидов в сульфаты, то есть идет химическая реакция



Окислительная реакция сопровождается освобождением электронов в атомах окисляющихся элементов, в результате чего верхняя часть рудного тела приобретает положительный потенциал по отношению к нижней. Восстановительная реакция в нижней части тела сопровождается присоединением электронов, из-за чего эта часть тела заряжается отрицательно. В окружающей среде происходит обратное распределение зарядов и возникает электрический ток. При этом к верхней части залежи направляются отрицательно заряженные ионы, а к нижней – положительные. Поэтому над верхней частью сульфидной залежи наблюдаются отрицательные аномалии потенциалов ЕП. Рассмотренная модель изображена на нижеследующем рисунке (рис.21)

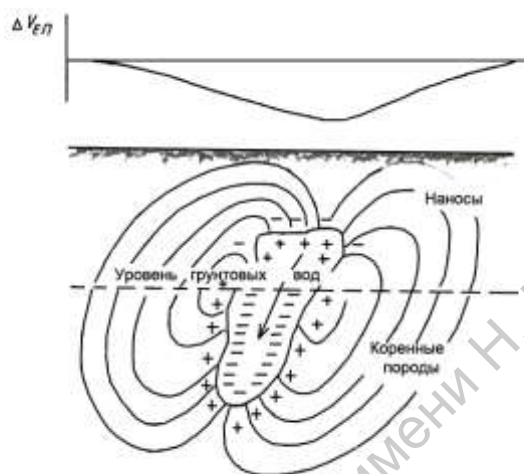


Рис.21. Модель ЕП.

С чисто физической точки зрения отрицательные аномалии могут быть объяснены тем, что рудное тело – проводящее, то есть сопротивление его минимально, а значит минимальным будет и падение напряжения: согласно закону Ома $\Delta U = IR$. Интенсивность минимумов ЕП пропорциональна геоэлектрохимической активности среды α и может достигать в природе 500 мВ . Величина α определяется контрастностью свойств тела и окружающей среды.

За электрохимическую активность иногда принимают коэффициент пропорциональности между напряженностью естественного электрического поля и основными факторами, которыми они обусловлены (отношением концентраций подземных вод, давлением и др.) Коэффициент α измеряют в милливольтках. Он составляет $10-15 \text{ мВ}$ для чистых песков, близок к нулю для скальных пород, возрастает до $20-40 \text{ мВ}$ для глин и до сотен милливольт для руд с электронно-проводящими минералами. В целом α зависит от многих природных факторов (минерального состава, пористости, глинистости, проницаемости, влажности, минерализации подземных вод).

Переменные электромагнитные поля.

К естественным переменным электромагнитным полям относят региональные квазигармонические низкочастотные поля космической (их называют магнитотеллурическими) и атмосферной природы.

Магнитотеллурические поля.

Происхождение магнитотеллурических полей объясняют непостоянством солнечной радиации – воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц (солнечного ветра), посылаемых Солнцем. Этот поток, ориентированный геомагнитным полем, нарушает магнитное равновесие ионосферы. От удара солнечных корпускул по ионосфере образуются ударные волны, которые взаимодействуют с токовыми поверхностями ионосферы. В результате ионосферные источники начинают излучать электромагнитные волны, которые проникают и в геологию

ческую среду. Периодические (одиннадцатилетние, годовые, суточные) вариации геомагнитного поля и магнитные бури вызывают соответствующие изменения этого излучения – магнитотеллурического поля. В целом это поле инфранизкой частоты (от 10^{-5} до 10 Гц), а на таких частотах затухание поля (скин-эффект) проявляется слабо и потому магнитотеллурические поля проникают в Землю до глубин в десятки и даже первые сотни километров.

В магнитотеллурическом поле выделяют **электрическую компоненту E** , связанную с теллурическими (земными) токами и **магнитную компоненту H** , связанную с вариациями магнитного поля. Регистрация электрической составляющей осуществляется через пару заземленных электродов или диполей M и N , разнесенных на несколько десятков или сотен метров. К электродам через усилитель подключается электроразведочный осциллограф (регистрация) и производится автоматически направленная запись изменения естественных потенциалов в течение нескольких суток, называемая **теллурограммой**. Магнитную компоненту записывают с помощью чувствительного магнитометра.

Анализ теллурограмм заключается в выявлении колебаний повторяющейся формы с периодами T от долей секунды до нескольких минут и даже часов (бухты).

Измеряемыми параметрами магнитотеллурического поля являются электрические E_x (регистрация вдоль линии профиля зондирования) и E_y (перпендикулярно профилю) и магнитные (H_x и H_y) компоненты поля и периоды выявленных вариаций.

Значения параметров зависят, с одной стороны, от интенсивности вариаций теллурического и геомагнитного полей, а с другой стороны – от удельного электрического сопротивления пород разреза. По измеренным взаимно перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим (электрическая и магнитная составляющие единого электромагнитного поля сдвинуты по фазе на 90°) можно рассчитать сопротивление однородного полупространства (нормальное поле) с помощью специальной формулы, полученной в теории электроразведки

$$\rho = aT \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

Здесь – T период колебаний, $\left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$ – волновое сопротивление (или входной импеданс)

среды Z , a – коэффициент пропорциональности, равный 0,2, если T измерено в секундах, E_x – в мВ/км, H_y – в нТл. Таким образом, можно вычислить и удельное сопротивление ρ_m и **построить кривую МТЗ – зависимость ρ_m от периода вариаций (или частоты)**, выявляемых по теллурограммам. *Поскольку период определяет глубину проникновения поля в Землю, по такой кривой можно будет оценить строение геоэлектрического разреза, выделив в нем комплексы высокого и низкого сопротивления, соотносимые при наличии соответствующей геолого-геофизической информации (данные бурения, ГИС, сейсморазведка) с терригенными, карбонатными, кристаллическими и иными образованиями.* Так как короткопериодные вариации характеризуют верхние горизонты разреза, а длиннопериодные проникают на большие глубины, данными МТЗ можно охарактеризовать всю толщу земной коры и даже подкорковую верхне-мантийную толщу.

Другой модификацией магнито-теллурического метода является **магнито-теллурическое профилирование**. При профилировании строится зависимость ρ_m от x (вдоль профиля наблюдений) для выбранной вариации с фиксированным периодом T . Тем самым удастся выявить вертикальные или круто наклоненные неоднородности разреза в определенном интервале глубин. Более подробно на методике профилирований мы остановимся позднее.

Поля грозовой природы.

Происхождение естественных переменных полей атмосферной природы связано с грозовой активностью. Под воздействием гроз в Земле существует слабое грозное поле, называемое шумовым. Оно представлено периодически повторяющимися импульсами (дугами) синусои-

дальной формы с преобладающими частотами *от 10 Гц до 10 кГц* и напряженностью электрической составляющей до долей *милливольт на метр*.

Измеряемыми параметрами атмосферных токов являются различные составляющие E_{cp} и H_{cp} , которые используются в методах переменного естественного электрического и магнитного поля (ПЭП и ПЕМП).

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Лекция 8. Методы искусственно создаваемых электрических полей.

Постоянный ток.

Искусственные электрические поля постоянного тока создают с помощью батарей (аккумуляторов, генераторов), которые подключают соединительным проводом к электродам - заземлителям и пропускают через них ток силой I . Эти электроды называют *питающими*, или *токовыми*. Пара других электродов - заземлителей M и N (*измерительных или приемных*) служит для измерения разности потенциалов ΔU с помощью потенциометра (милливольтметра).

Свойства возбуждаемого поля характеризуется через потенциал U , который не зависит от времени t и является только функцией координат x, y, z , то есть рассматриваемое поле является стационарным (смысл потенциала уже обсуждался выше). Скалярная функция U связана с напряженностью поля E соотношением $E = -\frac{\partial U}{\partial r}$, причем r - это расстояние от начала координат до точки, где определяется U , напряженность - вектор, его компоненты по координатным осям обозначаются E_x, E_y, E_z .

Основной закон, определяющий величину тока, протекающего через проводник (горную породу) - закон Ома

$$J = \frac{U_1 - U_2}{R}$$
, где U_1 и U_2 значения потенциала на концах проводника, а R - его сопротивление $R = \rho \frac{l}{S}$ и, соответственно, $\Delta U = JR = J\rho \frac{l}{S}$

Здесь l - длина проводника в m , S - площадь его поперечного сечения в m^2 , а ρ - удельное сопротивление, измеряемое в *Омах*, умноженных на метр (*Ом·м*). Величина, обратная ρ называется удельной электрической проводимостью и измеряется в *Сименсах*

$$\sigma_s = \frac{1}{\rho}$$

Наряду с силой тока, одной из характеристик поля является плотность тока j

$$j = \frac{E}{\rho} = E \cdot \sigma_s$$

Это так называемая *дифференциальная форма записи закона Ома*, устанавливающая пропорциональность плотности тока в проводнике напряженности поля. Эта форма записи может быть применена к проводникам любой формы и к переменным электромагнитным полям. *Поле постоянного электрического тока в однородном полупространстве ($\rho = const$) называют нормальным электрическим полем постоянного тока.*

Рассмотрим *нормальное поле точечного источника*. Получить такое поле, пропуская ток через пару электродов A и B можно, относя второй электрод в бесконечность и анализируя ситуацию в окрестности A . В однородной среде ток от точечного источника стекает во все стороны равномерно. Эквипотенциальные поверхности (поверхности равного потенциала) перпендикулярны к радиальным токовым линиям и имеют форму полусфер с центром в точке A (рис.22)

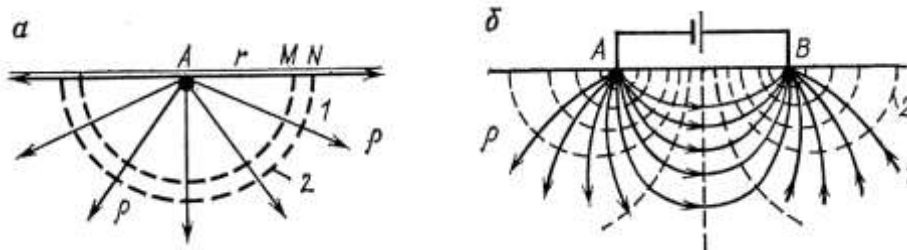


Рис.22.Нормальное поле одного (а) и двух разнополярных (б) точечных электродов 1 - токовые линии; 2 - эквипотенциальные поверхности.

Определим значение потенциала U_M в точке M .

Вначале оценим величину разности потенциалов между двумя близкими эквипотенциальными поверхностями радиусов r и $r+dr$. Начало координат поместим в точку A . Согласно закону Ома

$$dV = JdR = J\rho \frac{dr}{S}$$

Здесь dr – длина проводника - в данном случае расстояние между соседними полусферами, S - это поверхность полусферы, то есть $2\pi r^2$, где r – радиус полусферы. Поскольку рассматриваются две полусферы, отстоящие друг от друга на dr – правильнее всего выбрать радиус равным $r + dr/2$ – то есть выбрать некий «средний» радиус близких полусфер

$$\text{Тогда } dV = J\rho \frac{dr}{2\pi \left(r + \frac{dr}{2}\right)^2} \approx J\rho \frac{dr}{2\pi r^2}$$

Приближенное равенство основано на том, что бесконечно малая dr и при возведении в квадрат и при умножении на конечную величину r дает в результате столь малые «добавки» к r^2 , что ими вполне можно пренебречь.

Для нахождения U_M придется просуммировать согласно определению потенциала все dV от бесконечности до r , то есть проинтегрировать приведенное выражение, сложив тем самым приращения потенциала dV всех подобных рассмотренному тонких слоев, вынеся постоянные – силу тока в источнике, удельное сопротивление среды и 2π – за знак интеграла

$$U_M = \frac{J\rho}{2\pi} \int_r^\infty \frac{dr}{r^2} = \frac{J\rho}{2\pi} \left| \frac{1}{r} \right|_r^\infty = \frac{J\rho}{2\pi r}$$

Исходя из этого, напряженность поля в M

$$E_M = \frac{\partial v}{\partial r} = \frac{J\rho}{2\pi r^2}$$

А плотность тока

$$j_M = \frac{E_M}{\rho} = \frac{J}{2\pi r^2}$$

Получив основные характеристики нормального поля точечного электрода обратимся к рассмотрению реальной ситуации, когда поле создано с помощью пары электродов AB (рис.22б), а регистрация осуществляется парой MN . Тогда разность потенциалов

$$\Delta V_{MN} = U_M^A + U_M^B - U_N^A - U_N^B$$

Обозначив расстояние AM через r_1 и AN через r_2 можем, учитывая симметрию четырех-электродной установки $AMNB$ относительно центра O , записать

$$\Delta V_{MN} = \frac{J\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_1} \right) = \frac{J\rho}{2\pi} \cdot 2 \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = J\rho \frac{r_2 - r_1}{r_1 \cdot r_2}$$

Учитывая, что $r_2 - r_1$ равно расстоянию MN

$$\Delta V_{MN} = \frac{J\rho}{\pi} \frac{MN}{AM \cdot AN}, \text{ обозначив } \frac{AM \cdot AN}{MN} \text{ через } k,$$

$$\text{откуда } \Delta V_{MN} = \frac{J\rho}{\pi}, \text{ а } \rho = k \frac{\Delta V_{MN}}{J_{AB}}.$$

k – это коэффициент, характеризующий геометрию расстановки.

Вполне понятно, что если среда однородная, то есть $\rho = const$, мы будем получать одно и то же значение ρ при любых k , то есть при любых расстояниях AM и AN .

Однако, в неоднородной среде ρ будет существенно зависеть от k . Эта зависимость обусловлено тем, что плотность тока определяется величиной «разноса» питающих электродов AB и с увеличением AB эта относительная плотность с глубиной возрастает, поскольку возрастает и глубина проникновения поля в Землю. Сказанное хорошо видно из рассмотрения такого примера (рис.23).

Пусть мы имеем толщю слоев с разным сопротивлением.

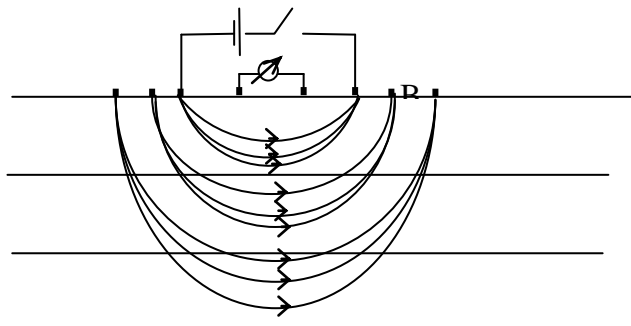


Рис.23.Зависимость глубины проникновения электрического поля в слоистую среду от величины разноса питающих электродов AB .

При малом разносе AB токовые линии практически целиком размещаются в слое с сопротивлением ρ_1 . При большем разносе A_1B_1 поле сосредоточено большей частью в слое ρ_2 , здесь плотность тока, отображаемая густотой силовых линий будет наибольшей. С увеличением A_1B_1 до A_2B_2 вычисляемое по приведенной формуле ρ будет уже ближе всего к ρ_3 и т.п.

В теории электроразведки показано, что отношение тока на глубине h к плотности на поверхности зависит от расстояния между электродами L и при увеличении L эта относительная плотность с глубиной h возрастает по закону

$$\frac{j_h}{j_0} = \frac{\left(\frac{L}{2}\right)^3}{\left[h^2 + \left(\frac{L}{2}\right)^2\right]^{3/2}} = \frac{1}{\left[1 + \frac{h^2}{\left(\frac{L}{2}\right)^2}\right]^{3/2}}$$

Все сказанное позволяет уяснить идею зондирования среды постоянным током, состоящую в том, что осуществляя серию измерений ΔV_{MN} с разными все возрастающими AB , мы получаем последовательность значений ρ , характеризующих электрическое сопротивление все более глубоких интервалов геоэлектрического разреза. Такое зондирование называют **вертикальным электрическим зондированием ВЭЗ**. Помимо ВЭЗ используют другие модификации рассматриваемого метода сопротивлений – ДЭЗ (дипольное электрическое зондирование), ЭП (электропрофилирование) и другие. Во всех этих модификациях основная задача – определение электрической характеристики среды – удельного электрического сопротивления ρ . Однако, что это за ρ ? Это в общем случае не ρ_1 , не ρ_2 и не ρ_3 , а некое ρ_k – кажущееся сопротивление, зависящее от k (то есть от геометрии 4^х электродной установки $ABMN$ - от расстояний AB и MN .), помимо зависимости от этих реальных ρ_1 , ρ_2 и от толщин слоев геоэлектрического разреза. Таким образом, ρ_k можно определить как удельное электрическое сопротивление такой воображаемой однородной среды, в которой при тех же AB и MN и при той же силе питающего тока в цепи AB регистрируется та же разность потенциалов ΔV_{MN} , что и в среде неоднородной. То есть ρ_k это сложная функция, зависящая от характеристик реального геоэлектрического разреза и от геометрии расстановки

$$\rho_k = f\left(\frac{\rho_1}{\rho_2}; \frac{\rho_2}{\rho_3}; \frac{\rho_3}{\rho_4}; \dots; \frac{h_1}{h_2}; \frac{h_2}{h_3}; \frac{h_3}{h_4}; \dots; k\right)$$

Самое замечательное состоит в том, что в ряде случаев ρ_k может оказаться как угодно близким к истинным значениям ρ_1 , ρ_2 и т.д. Но это будет показано несколько позже. А пока остановимся на рассмотрении упомянутых модификаций и сделаем это несколько подробнее, чем по ранее представленным методам электроразведки. Но прежде одно замечание, которое должно прояснить читателю, почему и теория методов сопротивлений на постоянном токе и практика их применения разъясняются гораздо обстоятельней, чем это делалось ранее в разделах, посвященных МТЗ и пр.. Дело в том, что эти методы занимают особое место среди других методов электроразведки и геофизики в целом. Во-первых, с методики ВЭЗ и каротажа КС (кажущихся сопротивлений) началась в первой трети двадцатого столетия разведочная геофизика как таковая. Во-вторых, эти методики используются в современной геофизике чаще, чем какой-либо другой метод практически во всех разновидностях полевой геофизики (инженерная, рудная, гидрогеологическая, техническая, археологическая и пр.), за исключением нефтегазовой, хотя история нефтегазовой геофизики тоже ведет свой отсчет именно с этих методик.

Наиболее популярны две разновидности метода сопротивлений: ВЭЗ и электропрофилирование. Для электроразведочных методов вообще характерно такое подразделение - зондирование и профилирование. Зондирования предназначены, главным образом, для исследования горизонтально-слоистых сред, представляющих, в основном, осадочные толщи, а профилирование – для выявления вертикальных или крутонаклоненных неоднородностей, свойственных разрезам с блоковой тектоникой. Сочетание зондирований с профилированием позволяет получить всестороннее объемное представление о строении объектов самой разной природы.

Электропрофилирование.

Сущность электропрофилирования заключается в следующем. С учетом эмпирического соотношения глубины h проникновения тока в среду (она зависит от проводимости пород разреза) с величиной питающего разноса АВ: $h = \frac{1}{2} \div \frac{1}{10} AB$ -подбирается такая величина разноса, которая гарантирует достижение необходимой глубины исследования.

Выбранный разнос АВ сохраняется неизменным и эта расстановка АМNB перемещается вдоль профиля наблюдений. Измерения производятся через определенный интервал, который мотивируется масштабом съемки и геологической задачей. Обработка результатов наблюдений состоит в вычислении ρ_k в каждой точке наблюдений и в построении графика зависимости $\rho_k(x)$. Примеры геологической результативности электропрофилирования покажем на моделях 1 и 2 (рис.24).

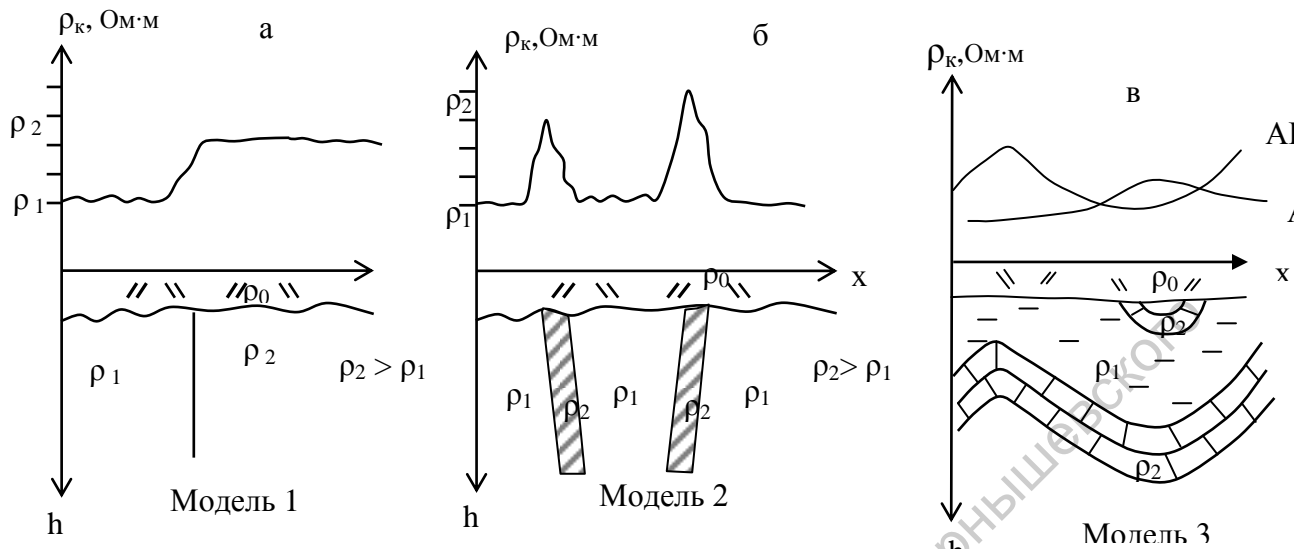


Рис.24. Кривые электрического профилирования $\rho_k(x)$.

Модель 1. представляет ситуацию, в которой требуется определить плановое положение скрытого под наносами вертикального контакта пород низкого сопротивления ρ_1 (осадочная толща) и высокого сопротивления ρ_2 (массив кристаллических пород, прорывающих осадочные).

Пусть $\rho_1 \approx 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; $\rho_2 = 80 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; O_1, O_2 и т.д. - точки, в которых располагаются последовательно центры четырехэлектродной установки $AMNB$, с чьей помощью проводятся наблюдения (рис.24а)

Пусть толщина наносов, скрывающая положение контакта, составляет 30м . Тогда, выбрав $AB = 80\text{м}$ и размещая последовательно центры электроразведочной установки в точках O_1, O_2 и т.д. с шагом $50-100 \text{ м}$, мы получим кривую ρ_k , примерный вид которой показан на рис.23. Вполне понятно, что пока установка находится далеко слева от зоны контакта, значения ρ_k будут близки к ρ_1 , напротив, если установка размещена в области больших пикетов O (O_7 и далее) ρ_k станет как угодно близкой к ρ_2 . В самой приконтактной зоне залегания ρ_k будет резко изменяться, пока не приблизится к ρ_2 .

Модель 2 иллюстрирует ситуацию с вертикальными дайками пород высокого сопротивления (рис.24б). Характер полученной кривой можно объяснить, рассуждая таким же образом, как в примере с моделью 1.

Нередко возникают такие геологические ситуации, которые требуют контроля за электрической неоднородностью двух или нескольких уровней разреза. Тогда используют так называемые *комбинированные установки*, например $AA'MNB'B$. С такой установкой для каждой точки наблюдений O используют два различных разноса питающих электродов AB и A_1B_1 . При этом вычисляются значения ρ_k , характеризующие два разных интервала глубин. Примером может послужить ситуация, изображенная на модели 3(рис.24в).

Здесь показан разрез с высокоамплитудными антиклинальной и синклиальной складками, сложенными известняками относительно высокого сопротивления ($\sim 150 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и терригенной толщей небольшого сопротивления ($< 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Видно, что использование больших разносов приведет к пропуску приповерхностной синклиальной формы при правильном воспроизведении особенностей конфигурации глубинного известнякового пласта. В то же время, установка с малым разносом A_1B_1 позволяет выявить пропущенный объект, но не дает адекватного представления о структуре погруженного известнякового пласта.

Если вертикальные неоднородности высокого сопротивления выявляются методикой электропрофилирования достаточно контрастно, то наоборот, проводящие тела небольшого размера отмечаются на кривых ρ_k довольно слабыми пологими минимумами. Поэтому для их выявления используют так называемое *комбинированное профилирование*. Рассмотрим при-

мер его применения на модели 4, где изображено проводящее вертикальное тело, перекрытое толщиной наносов (рис.25).

Схема $AMNB$ реализуется через удаленный электрод C и идет поочередно по схеме $AMNC$ и $BMNC$ так, что на каждой расстановке получают два значения ρ_k : ρ_k^A , когда ток пропускают через A и C и ρ_k^B (через B и C) – рис.25а

Вдали от проводящего тела над однородной средой ρ_k будут одинаковыми и для установки AMN_∞ (ρ_k^A) и для BMN_∞ (ρ_k^B). Однако, когда установка приближается к проводящему телу, равенство нарушается. Когда установка находится слева, ток стремится к C через тело и плотность тока I возрастает в области MN при пропускании его через A_1 и уменьшается при пропускании его через B_1 . Когда установка находится справа – ситуация обратная (рис.25б). Чем больше плотность тока, тем больше ΔV и, следовательно, ρ_k .

Таким образом, слева от тела появится максимум на кривой ρ_k^A , а справа - на кривой ρ_k^B . Наличие проводящего тела будет отмечено точкой пересечения кривых ρ_k с выраженными особенностями точками - максимумами и минимумами, тогда как при обычном симметричном профилировании отмечается только слабый минимум (рис. 25в).

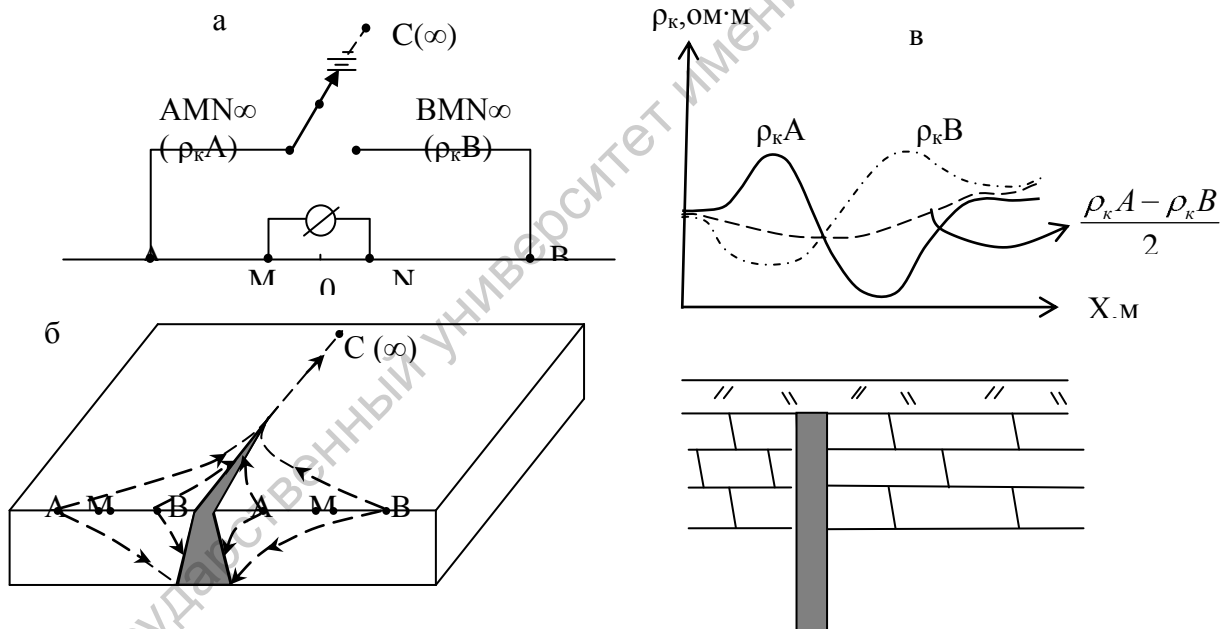


Рис.25.Комбинированное профилирование.

На участках сложного геоэлектрического разреза с неоднородными условиями заземления электродов используют еще одну модификацию электропрофилирования – **метод средних градиентов** с малыми базами MN . Приемная установка MN при этом перемещается вдоль AB в центральной части, равной $1/3 AB$. Об этой методике и других вариациях профилирования можно прочитать в учебниках по электроразведке, приведенных в списке литературы. Сходны с электропрофилированием по методу сопротивлений на постоянном токе методики магнитотеллурического профилирования и профилирования с использованием искусственно возбуждаемых переменных электрических полей. Там также строятся зависимости $\rho_k(X)$ при выбранном неизменном значении параметра, контролирующего глубину проникновения поля в Землю – периода вариации, частоты, времени становления и т.п. Однако, все эти профилирования не дублируют друг друга – каждое имеет свое предназначение, решает разные задачи, исследует разные интервалы глубин.

Методика ВЭЗ.

Это наиболее важная и востребованная модификации метода сопротивлений, ориентированная, как уже говорилось, на изучение горизонтально-слоистых сред.

Сущность ВЭЗ заключается в том, что центр установки O остается на месте, тогда как разнос AB меняется, то есть меняется глубина зондирования разреза постоянным током и освещается не один-два интервала глубин, а весь разрез. Максимальное расстояние AB называется величиной зондирования. Начинается оно с малых разносов. Далее разнос увеличивают, но не равномерно, а с все более возрастающими интервалами, например в такой последовательности (в метрах):

2; 5; 10; 20; 50; 100; 500 и т.д.

Условия успешного применения метода:

угол наклона границ раздела не должен превышать 10-15°;

залегание слоев – согласное;

в разрезе имеется толща слоев, сильно отличающихся по сопротивлению от *перекрывающих пород, называемая опорным горизонтом.*

Опорный горизонт должен характеризоваться повсеместным распространением, отображать основные структурные особенности разреза и иметь достаточную мощность для того, чтобы его можно было уверенно выявить по кривой ρ_k (кривой ВЭЗ). Если зондирование проводится на большую глубину, то местность должна быть подходящей для больших разносов.

По вычисленным для каждого разноса AB значениям ρ_k строят кривую ВЭЗ на специальных билогарифмических бланках с масштабным модулем $M=6,25$ см. Вообще электроразведочные построения обычно осуществляют в логарифмическом масштабе, поскольку диапазон изменения ρ_k для горных пород (от нуля до бесконечности) в линейном масштабе отобразить практически невозможно. Для вычисления ρ_k используется уже приводившаяся формула

$$\rho_k = k \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}}$$

Измерение силы тока и разности потенциалов могут проводиться с помощью простых приборов, с которыми студент сможет ознакомиться при прохождении учебной геофизической практики.

Кривые ВЭЗ

Рассмотрим, как выглядят кривые ВЭЗ для различных моделей слоистых сред. Кривые изображают в горизонтальной или вертикальной композиции. Воспользуемся последним способом. Так легче провести аналогию с геологическим разрезом.

Двухслойная модель.

Представим себе, что скважина вскрыла такой разрез: терригенная толща 1 имеет мощность h_1 и сопротивление ρ_1 . остальную часть нижнего полупространства занимает карбонатная толща 2 с сопротивлением ρ_2 , причем $\rho_2 \gg \rho_1$. ρ и h здесь являются параметрами геоэлектрического разреза, который для рассматриваемых моделей будем представлять в виде пачки плоскопараллельных слоев-пластин, каждая из которых характеризуется своими ρ_i и h_i при горизонтальном залегании.

Кривая строится в системе координат $\rho_k = f\left(\frac{AB}{2}\right)$, так как $\frac{AB}{2}$ это вероятная глубина проникновения тока в Землю. Горизонтальная пунктирная линия на графике $\rho_k = f\left(\frac{AB}{2}\right)$

соответствует глубине залегания границы раздела сред 1 и 2 , а вертикальные прямые отвечают истинным значениям ρ_1 и ρ_2 соответственно. Задача построения кривой ВЭЗ - при заданных параметрах разреза это, как мы уже знаем, прямая задача и по существу речь в настоящем разделе идет о решении прямой задачи электроразведки методом ВЭЗ. Для уяснения вопроса о том, какой должна быть форма кривой ВЭЗ над модельным разрезом, воспользуемся таким же способом рассуждения, который применяли, обсуждая методику электропрофилирования.

При небольших разносах AB и, следовательно, концентрации поля в верхних горизонтах разреза значения ρ_k будут практически неотличимы от ρ_1 . Напротив, при очень больших AB ве-

личина ρ_k вплотную приблизится к ρ_2 . Когда разносы окажутся такими, что наибольшей плотностью тока будут характеризоваться приграничные интервалы разреза, значения ρ_k будут наиболее значимо меняться, возрастая от ρ_1 к ρ_2 и кривая примет вид, показанный на рис.26а, причем точка перегиба кривой будет проектироваться как раз на границы между двумя контактирующими толщами.

Рассмотрим, как будет меняться кривая ВЭЗ при изменении параметров геоэлектрического разреза ρ и h . Если увеличивать ρ_2 , оставляя неизменными ρ_1 и h_1 , можно наблюдать изменение формы кривой при сохранении местоположения точки перегиба. Изменение формы будет определяться тем, что выход ρ_k на асимптоту ρ_2 будет постоянно сдвигаться в сторону больших значений, то есть вправо. Так будет продолжаться до тех пор, пока значения ρ_k не приблизятся к практической бесконечности, то есть не превысят $n \cdot 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. По достижении таких величин кривая ВЭЗ вырождается в прямую, идущую под углом 45° . Такое вырождение является знаковым показателем ограничения глубинности исследований разреза: постоянный ток не проходит в высокоомный горизонт и точка перегиба кривой диагностирует таким образом гипсометрию опорного горизонта.

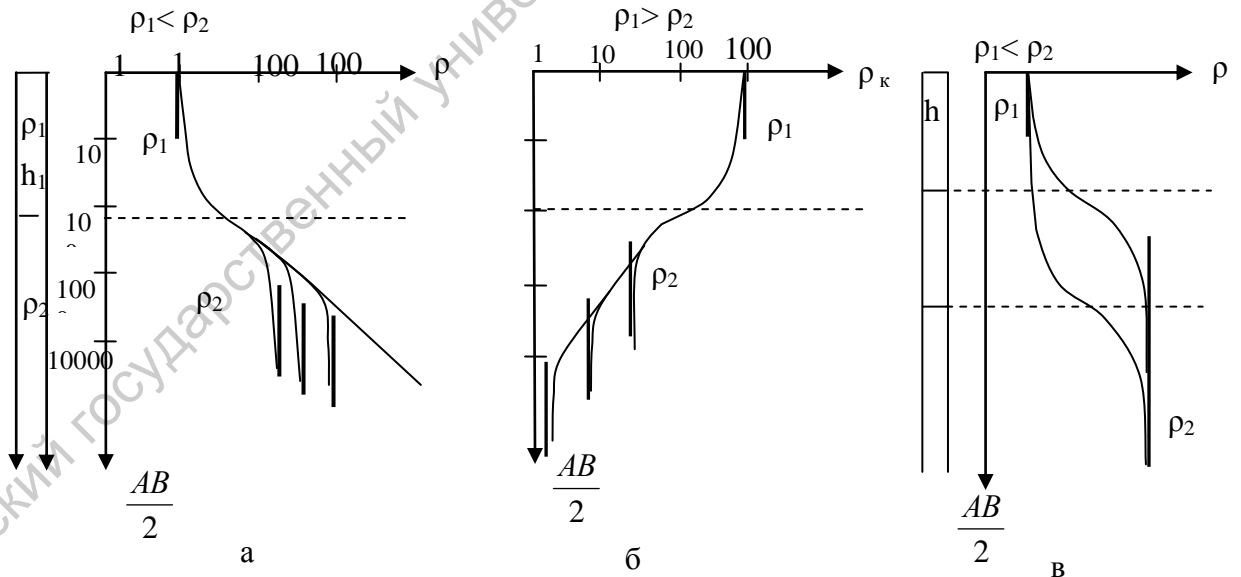


Рис.26. Двухслойные кривые ВЭЗ.

При обратном соотношении ρ_1 и ρ_2 ($\rho_1 > \rho_2$) будет наблюдаться и обратный рисунок кривых ВЭЗ, но выхода кривой на прямолинейную асимптоту здесь уже не будет, так как не может быть бесконечно уменьшена величина ρ_2 , которая никак не может оказаться меньше нуля (рис.26 б). Поскольку в рассматриваемом случае радикального изменения формы кривой (то есть вырождения ее в прямую) не наблюдается, можно говорить о том, что *высокоомные опорные горизонты на кривых ВЭЗ выделяются контрастнее низкоомных*. Если изменить местопо-

положение границы h , оставляя неизменным соотношение сопротивлений ρ_1 и ρ_2 , будет наблюдаться иная картина: форма кривой $BЭЗ$ меняться не будет, но местоположение точки перегиба кривой $BЭЗ$ будет перемещаться вслед за перемещением границы h раздела пластов – кривая как бы сдвигается параллельно самой себе (рис.26в). Таким образом, можно констатировать, что кривая $BЭЗ$ «откликается» на любое изменение параметров геоэлектрического разреза ρ и h либо изменением своей формы, либо перемещением точки перегиба кривой.

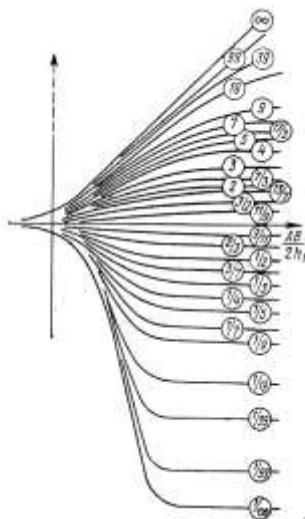


Рис.27. Палетка двухслойных кривых ВЭЗ.

Существуют специальные палетки таких теоретических кривых, рассчитанных для различных соотношений h и ρ , которые используются в последующей интерпретации результатов ВЭЗ (рис.27).

Посмотрим далее, как выглядят трехслойные кривые $BЭЗ$ (рис.28). Для трехслойной модели можно предусмотреть четыре различных сочетания значений ρ .

$$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 \text{ (H)}$$

$$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 \text{ (A)}$$

$$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 \text{ (Q)}$$

$$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 \text{ (K)}$$

Каждое из этих сочетаний определяет тип получаемой кривой $BЭЗ$. Этот тип помечается буквенным индексом, показанным в скобках.

Начнем с кривых H и A , где последняя толща характеризуется высоким сопротивлением. Трехслойную кривую будем как бы составлять из двух двухслойных, соединяя их общей огибающей. В итоге получается кривая, на которой промежуточная толща отмечается минимумом. По аналогии с уже рассмотренными вариациями параметров геоэлектрического разреза получим выходы кривой на прямолинейную асимптоту при стремлении $\rho_3 \rightarrow \infty$. Для трехслойной модели так же можно показать другие преобразования формы кривой при изменении ρ_1 и ρ_2 . Не трудно, например, увидеть, что *промежуточный пласт будет тем лучше выделяться на кривой, чем больше его мощность и может вообще «выпасть» (исчезнет минимум), если толщина его окажется слишком малой. Учитывая, что кривая строится в логарифмическом масштабе, можно понять, что чем «глубже» кривая, тем эта толщина должна быть больше для того, чтобы минимум появился: для верхних (до 10м) горизонтов разреза это единицы метров, в интервале от 10 до 100 – десятки, за сто – сотни метров и т.д.*

На кривой типа A промежуточного минимума быть не может, так как сопротивление горизонтов с глубиной нарастает монотонно. Здесь второй пласт будет выделяться зонами градиентных переходов (Рис.28)

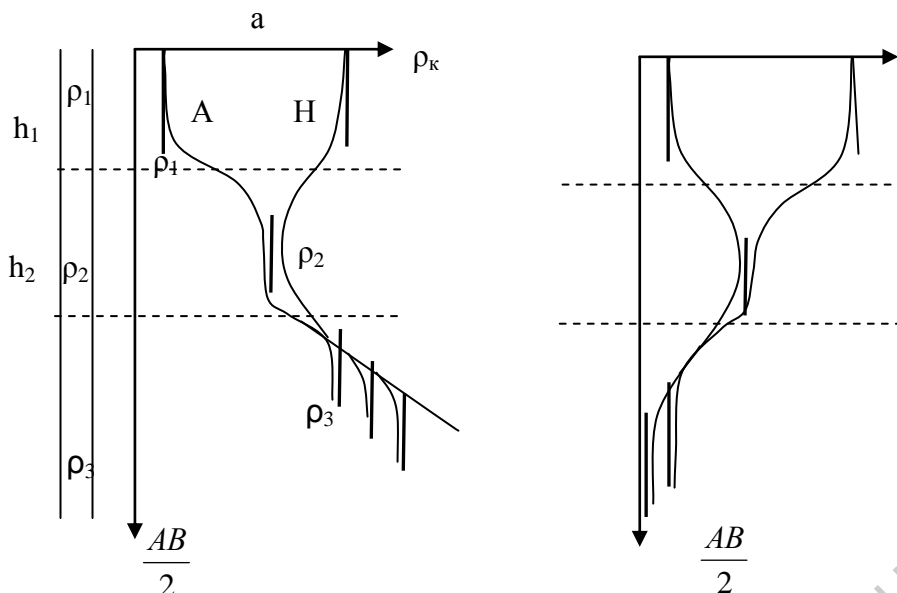


Рис.28.Трехслойные кривые ВЭЗ.

Эти переходы тем контрастнее, чем больше разница сопротивлений контактирующих сред и чем значительнее толщина промежуточного слоя. Высокоомный опорный горизонт так же, как и в предыдущем случае, будет отмечен вырождением кривой в прямую с ростом ρ_3 . Кривые K и Q обнаруживают обратный рассмотренным характер (рис.28б) и в отношении контрастности их выделения можно сделать те же самые выводы. Ясно, что значение ρ_k промежуточного пласта будет тем ближе к истинному значению ρ_k , чем больше его толщина. На рассмотренных примерах вновь можно убедиться в том, что любое изменение параметров геоэлектрического разреза контролируется формой кривой ВЭЗ и местоположением точек перегиба. Для трехслойных моделей также рассчитаны теоретические кривые применительно к разным сочетаниям h и ρ , обозначенные в альбоме палеток. Для моделей с большей слоистостью нетрудно построить свои кривые, используя разные композиции двух и трехслойных кривых.

Интерпретация кривых затруднена сильным проявлением *эквивалентности*. Она заключается в том, что по кривым для промежуточного пласта могут быть определены не ρ и h в отдельности, а только так называемая продольная проводимость $S_i = h_i/\rho_i$ для кривых H и A (поскольку для таких сред ток «отжимается» непроводящей толщиной ρ_3 и течет вдоль ее поверхности) или поперечное сопротивление $T_i = h_i\rho_i$ для моделей K и Q (поскольку в этом случае ток течет поперек напластования, стремясь попасть в проводящую толщину ρ_3). Отсюда следует, что *при определенном сочетании h_i и ρ_i , когда S или T не меняется, форма кривой также остается неизменной.*

Прежде чем перейти к рассмотрению вопросов интерпретации кривых ВЭЗ, приведем пример многослойной кривой (рис.29).

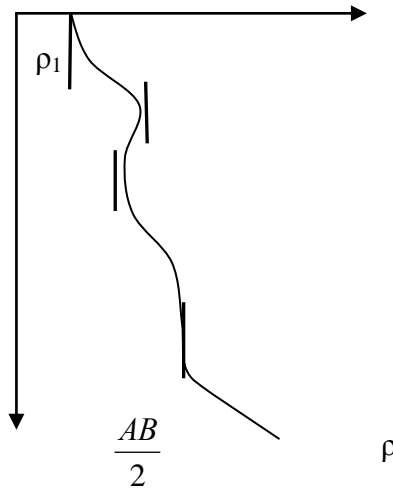


Рис.29.Пятислойная кривая ВЭЗ.

То, что по этой кривой можно выделить в разрезе 5 геоэлектрических слоев различного состава и толщины, не означает, к сожалению, что этот разрез и на самом деле таков. Если нашу установку AMNB поставить вертикально и опустить в скважину с тем, чтобы провести в реальном масштабе глубин регистрацию ρ_k с определенным интервалом наблюдения, то на такой скважинной (каротажной) кривой можно будет выделить в зависимости от выбранного разноса десятки различных слоев. То есть разрешающая способность полевого ВЭЗ, определяемая и сложным характером зависимости ρ_k от соотношения сопротивлений и мощностей множества пластов, и использованием логарифмического масштаба изображений, несопоставима с возможностями скважинных исследований. Тем не менее, наиболее существенные крупные комплексы проводящих и непроводящих пород глубинного разреза и достаточно тонкие слои верхней его части выделяются на кривых ВЭЗ достаточно уверенно. Таким образом, становится понятным как определить геологическую природу отмеченных особенностей рельефа кривых. *Определить геологическую природу аномалий – максимумов, минимумов и участков, ограниченных резкими градиентными изгибами кривой – это значит поставить им в соответствие тот или иной комплекс пород разреза.* Это можно сделать с достаточной надежностью, если в распоряжении исследователя есть результаты бурения или, в худшем случае, сейсморазведки. И, конечно, тогда, когда интерпретатор имеет достаточно четкое представление об электрических свойствах горных пород. Как уже отмечалось выше, важнейшим таким свойством является удельное электрическое сопротивление (или обратная ему величина-проводимость). *Сопротивление пород изменяется в очень широких пределах: от 10^{-5} до 10^{15} Ом·м, то есть практически от 0 до ∞ .* Зависит величина сопротивления от минерального состава, физико-механических и водных свойств пород, а также от температуры, глубин залегания, степени метаморфизма и пр.

Удельное электрическое сопротивление минералов определяется характером их внутренних кристаллических связей. Так, минералам диэлектрикам (кварц, слюды полевые шпаты и др.) с преимущественно ковалентными связями присущи очень высокие сопротивления (10^{12} - 10^{15} Ом·м). Минералы полупроводники (карбонаты, сульфаты, галоиды и др.) имеют ионные связи и отличаются высокими сопротивлениями (10^4 - 10^8 Ом·м). Глинистые минералы (гидро-слюды, монтмориллонит, каолинит и др.) обладают ионно-ковалентными связями и характеризуются относительно низким сопротивлением ($\rho < 50$ Ом·м). Рудные минералы (самородные, сульфиды, некоторые оксиды) с электронной проводимостью очень хорошо проводят ток ($\rho < 5$ Ом·м). Первые две группы минералов составляют «жесткий» скелет большинства горных пород. Глинистые минералы создают «пластичный» скелет. «Пластичные» минералы способны адсорбировать «связанную воду» с достаточно постоянной минерализацией и хорошей проводимостью и поэтому сопротивление глин довольно низкое и мало меняется ($6 - 20$ Ом·м). В то же время породы с жестким скелетом могут насыщаться лишь свободной водой, проводимость зависит от степени ее минерализации. Сопротивление такой воды изменяется от сотых долей Ом·м при высокой общей минерализации ($M > 10$ г/л) до сотен Ом·м при низкой минерализации.

ции ($M < 0,01$ г/л). Поэтому *проводимость осадочных пород целиком определяется их пористостью, трещиноватостью и влагонасыщенностью*. Терригенные песчанистые породы всегда характеризуются более или менее значительной пористостью и являются в большинстве случаев хорошими проводниками. Проводимость их существенно ухудшается, если поры насыщены пресной водой и совсем исчезает, когда флюид имеет углеводородный состав (нефть совсем не проводит электричества). Карбонатные породы в большинстве случаев имеют низкую пористость, то есть довольно высокое сопротивление ($\rho > 10^2$ Ом·м). Однако, в трещиноватых и кавернозных их разностях, не говоря уже об известняках органогенного генезиса или измененных деформационной переработкой, могут возникать крупные скопления минерализованных и пресных вод, а также нефтегазовые залежи.

Глубина залегания, степень метаморфизма, структура и текстура породы также влияют на ее сопротивление, изменяя коэффициент микроанизотропии $\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}}$, где ρ_n и ρ_l – сопротивление породы вкrest и вдоль слоистости.

Чаще всего λ изменяется от 1 до 1,5, достигая 2 – 3 у сильно рассланцованных пород. Несмотря на широкий диапазон изменения сопротивлений у разных пород можно говорить о достаточно устойчивых оценках ρ , встречающихся в практике электроразведки. Кристаллические (магматические и метаморфические) породы характеризуются высокими сопротивлениями от 500 до 10 000 Ом·м. Среди осадочных пород высокие сопротивления свойственны известнякам, гипсам и особенно каменной соли (100 – 1000 Ом·м). Обломочные осадочные породы, глины, суглинки, супеси имеют сопротивление от долей до первых десятков, иногда до ста Ом·м. Среди других электрических свойств пород можно назвать уже упоминавшуюся электрохимическую активность, пьезоэлектрические свойства, диэлектрическую и магнитную проницаемость, поляризуемость.

Поляризуемость η является довольно востребованным параметром в рудной и нефтегазовой геофизике. Электроразведочный метод, основанный на различной поляризуемости пород называется методом *вызванной поляризации*. Его особенно часто применяют в комплексе с ВЭЗ или ЭП.

Поляризуемость (или коэффициент поляризуемости) η оценивает способность пород поляризоваться, то есть накапливать заряд при пропускании тока, а затем разряжаться после его отключения.

Значения η вычисляют в процентах, как отношение разности потенциалов $\Delta U_{ВП}$, которое остается в цепи MN по истечении определенного времени (обычно 0,5 – 1 сек) после размыкания токовой цепи к напряжению ΔU при пропускании тока

$$\eta = \frac{\Delta U_{ВП}}{\Delta U} 100\%$$

Наибольшей поляризуемостью ($\eta = 6 \div 40\%$) отличаются руды с электронной проводимостью. Нередко само рудное тело, вследствие своих небольших размеров, не представляет разведочного интереса и выражается на кривой $\rho_k(x)$ при электропрофилировании или очень слабо или вообще остается незамеченным. Однако ореол вкрапленных руд, электрически не связанных между собой, может быть очень значительным и представлять собой достаточно крупное месторождение. Такие ореолы вообще не фиксируются методом сопротивлений, но поляризуемость над скоплениями рудных вкраплений существенно (на порядок) превышает фоновые значения и создает интенсивные аномалии η (рис. 30)

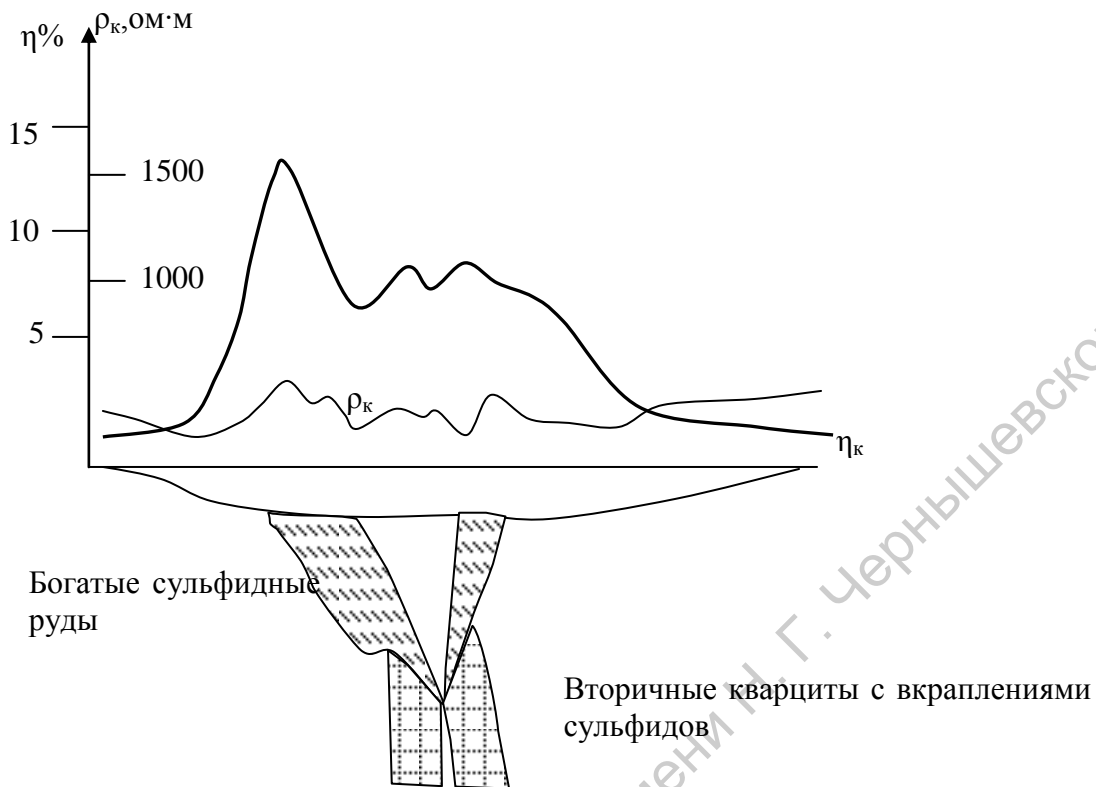


Рис.30. Аномалия ВП над месторождением вкрапленных руд.

Возникновение вызванных потенциалов в таких ситуациях объясняют так называемой электронной поляризацией руд в присутствии подземных вод. Коэффициенты поляризуемости до 2 – 6 % наблюдаются над обводненными или нефтеносными рыхлыми осадочными породами с примесью глинистых частиц. В этих породах при пропускании тока происходит перераспределение и диффузия зарядов, адсорбированных на глинистых частицах. Возвращение среды в состояние равновесия после отключения тока сопровождается эффектом вызванной поляризации. Большинство магматических и метаморфических пород, как правило, не поляризуется, у них $\eta = 1 \div 2\%$. Слабо поляризуются и породы, насыщенные минерализованной водой.

Далее попробуем составить какое-то представление об интерпретации материалов ВЭЗ.

Интерпретация кривых ВЭЗ

В геофизике и, в частности, в электроразведке издавна сложилось понятие качественной и количественной интерпретации данных. Под *качественной интерпретацией* как раз и понимается установление геологической природы выявленных аномалий и выявление их плановых конфигураций на картах. А под *количественной интерпретацией* понимается определение геометрии и свойств источников этих аномалий. Среди многочисленных документов качественной интерпретации электроразведочных данных весьма популярными являются **карты типов кривых и карты изом ρ_k для фиксирования разносов АВ**.

Карты типов кривых составляются для того, чтобы выделить площади, в пределах которых наблюдаются кривые одного типа, то есть однотипный геоэлектрический разрез. Тип кривой определяется числом выделяемых на ней слоев. Карта составляется следующим образом: на планшет в соответствующем масштабе выносятся все точки центров зондирования и возле каждой точки выписывается цифровой индекс, указывающий тип кривой. Затем проводятся линии, разграничивающие области существования кривых разного типа. В итоге получается *аналог важнейшего геологического документа - геологической карты*. На рис.31 иллюстрируется идея построения карты типов кривых на примере рассмотрения профиля таких кривых, где хорошо видно как отображается на такой карте антиклинальная складка, в ядре которой под

наносами с сопротивлением ρ_0 картируются более древние породы (3-слойные кривые) и по периферии – более молодые (5-слойные кривые).

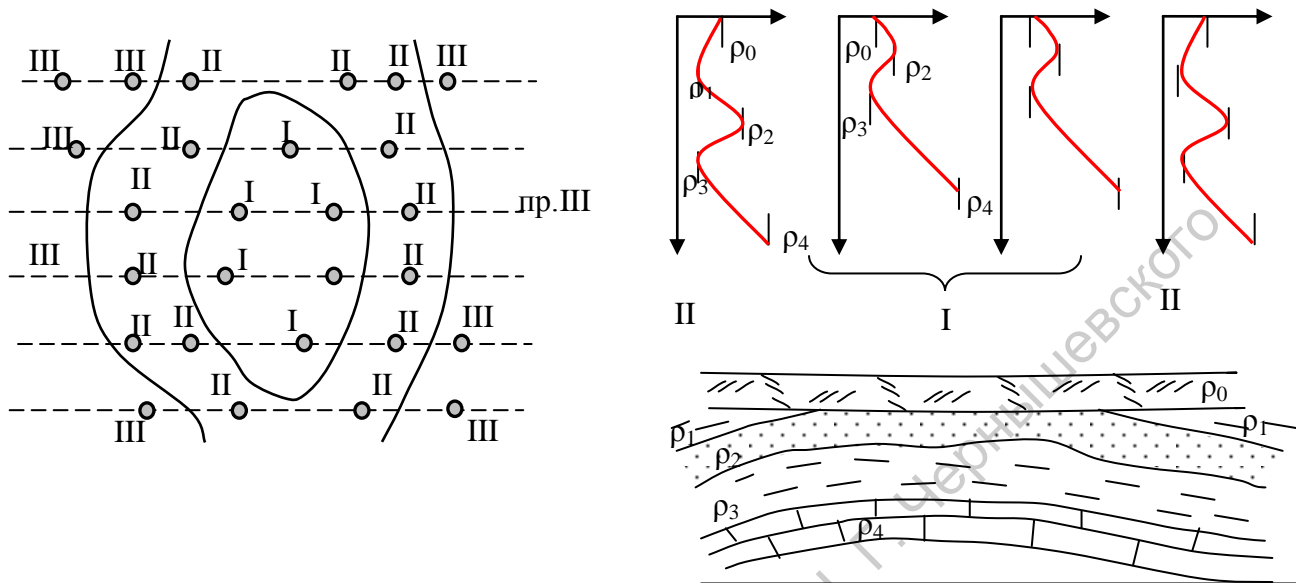


Рис.31. К построению карты типов кривых ВЭЗ.

Аналогичные карты типов кривых строятся и по другим видам зондирований: *МТЗ, ЗС* и др. Другой очень значимый картографический документ, выстраиваемый по результатам площадных зондирований – *карта кажущихся сопротивлений (изоом ρ_k) для фиксированных величин разностей АВ*.

Представим себе ситуацию, изображенную на рис. 32, когда на исследованной площади регистрируются кривые одного типа – 3^x слойные – с опорным горизонтом высокого сопротивления, но с различной глубиностью. Вполне понятно, что минимальными глубинами отмечается наиболее приподнятая сводовая часть картируемой антиклинальной структуры и для выбранного разности именно здесь будут фиксироваться максимальные значения ρ_k . Это хорошо видно по приведенному на рис.32 профилю зондирований, выбранному в центре площади.

Саратовский государственный университет имени Н.Г.Чернышевского

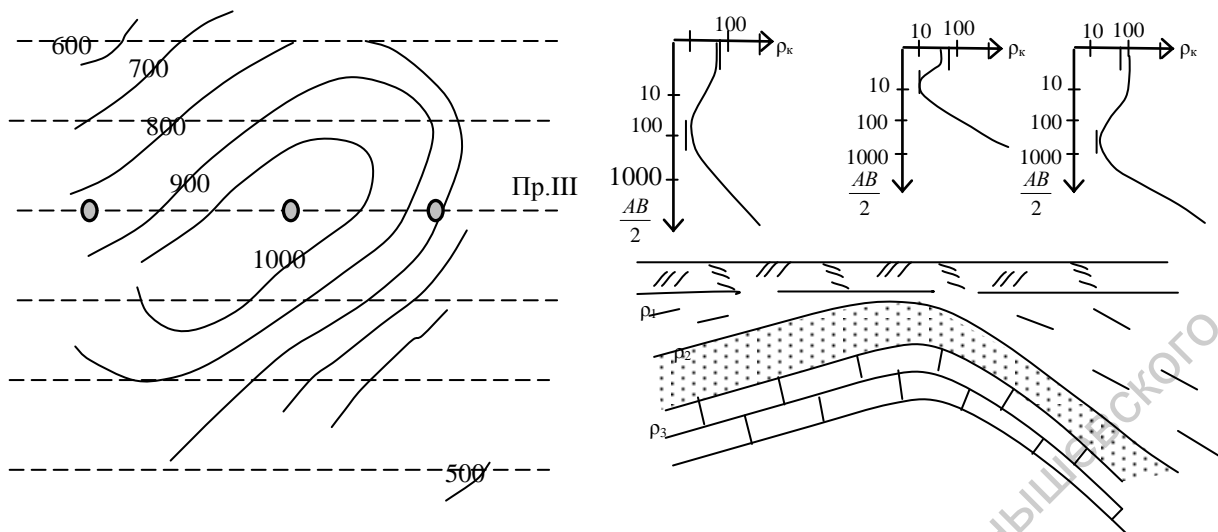


Рис.32. К построению карты изоом ρ_k .

Задача состоит в том, чтобы выбрать такой разнос, для которого по любой из кривых для этого разноса (независимо от $\frac{AB}{2}$) отметилось влияние опорного горизонта высокого сопротивления, то есть величина ρ_k определялась по прямолинейной (асимптотической) ветви кривой. Рассмотрение профиля кривых показывают, что такому требованию будет отвечать разнос (пусть даже минимальный), но выбранной по наиболее глубинной кривой. По модели рис.17 это ордината $\frac{AB}{2} = 1000\text{м}$, определенная по кривой 3, которая отвечает наиболее погруженному крылу складки, представленной в модели. Здесь значения ρ_k для $\frac{AB}{2} = 1000$ составляет около $100\text{ Ом}\cdot\text{м}$. Для пологого левого крыла на этом $\frac{AB}{2}$ величина ρ_k составляет уже около $500\text{ Ом}\cdot\text{м}$, а в своде складки приближается к $1000\text{ Ом}\cdot\text{м}$. Таким образом, на карте изоом для $\frac{AB}{2} = 1000\text{м}$ сводовая часть структуры будет характеризоваться очень высокими значениями изоом, а погруженная - низкими значениями при максимальном сближении изолиний. Изолинии проводятся по известным правилам геометрической интерполяции после того, как на планшете, куда выносятся в выбранном масштабе все точки центров зондирования, в каждой точке отмечено значение ρ_k для выбранного $\frac{AB}{2}$. Поскольку эти значения ρ_k отвечают влиянию (гипсометрическому положению) опорного горизонта, полученную карту изоом можно уподобить структурной карте по кровле этого горизонта.

Помимо рассмотренных картографических документов интерпретации кривых зондирования строят и множество других: карты изолиний продольной суммарной или интервальной проводимости S надпорной толщи и карты изолиний поперечного сопротивления T отдельных высокоомных горизонтов, которые помогают в оценке изменения толщин и фациального состава этих горизонтов, карты равных значений ρ_k^{\min} или ρ_k^{\max} с помощью которых можно выявлять участки с наибольшей мощностью промежуточного слоя высокого или низкого сопротивления и др.

Количественная интерпретация кривых ВЭЗ состоит в определении мощностей и сопротивлений горизонтов, слагающих разрез.

Проводится количественная экспресс-интерпретация путем сравнения наблюдаемых кривых с теоретическими, палеточными (полученными решением прямой задачи), для чего наблюдаемые выстраивают в том же масштабе. При сравнении (наложении, совмещении) сохраняют

параллельность координатных осей практической и теоретических кривых. В результате в каждой точке ВЭЗ получают ряд мощностей h_1, h_2, h_3 и сопротивлений ρ_1, ρ_2, ρ_3 , по которым может быть построен геоэлектрический разрез.

Применение компьютеров позволяет автоматизировать процесс подбора параметров геоэлектрического разреза, отвечающих наблюдаемым полевым кривым. Однако, для того чтобы в полной мере использовать возможности компьютера необходимо располагать достаточным объемом эталонных геологических и скважинных данных. С приемами компьютерной интерпретации можно ознакомиться в специальной и учебной литературе. Помимо рассмотренных методов искусственного постоянного тока в практике электроразведки широко используют метод ДЭЗ (дипольное электрическое зондирование), заряженного тела и ряд других.

Электроразведка методами искусственного переменного поля .

Эти методы используют в ситуациях, когда более простые в техническом отношении методы постоянного тока не позволяют решать поставленные геологические задачи.

Так методы сопротивлений (ВЭЗ) имеют ограничение по глубине исследования и при наличии в разрезе высокоомных экранов (например, в условиях многолетней мерзлоты или наличия в разрезе толщ каменной соли) не могут быть использованы для исследования подэкранных горизонтов. Наиболее востребованным из методов искусственных переменных полей являются методы **частотного зондирования (ЧЗ)** и **зондирования становлением поля в дальней (ЗД), и, особенно, в ближней (ЗСБ) зонах**. Возбуждение этих полей осуществляется с помощью различного рода генераторов, подключаемых к гальваническим заземлителям или индуктивным незаземленным контурам в виде петли (S_0). С помощью других заземленных приемных линий или незаземленных контуров (S) измеряют электрические E или магнитные H составляющие напряженности поля.

В методе ЧЗ для возбуждения используют источники гармонических (синусоидальных) колебаний с частотой, меняющейся от единиц Гц до мГц (мегагерц). Глубина проникновения этих колебаний в Землю зависит от их частоты (периода) и сопротивления среды: как известно, низкочастотные составляющие проходят глубже, так как геологическая среда ведет себя как фильтр нижних частот. Выше, при рассмотрении естественных переменных полей (МТЗ) уже приводилось соотношение, связывающее удельное сопротивление ρ с частотой или периодом колебания.

$$\rho_T = \frac{T}{2\pi\mu} |Z|^2 = \frac{1}{2\pi\mu f} |Z|^2,$$

где $Z = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|$ - волновое сопротивление среды.

Говорилось также, что если среда неоднородная (например, слоистая), то величина ρ_T будет характеризовать сопротивление не какого-либо одного пласта, а проводящую часть среды, в которую проникает электромагнитная волна, и имеет смысл кажущегося удельного электрического сопротивления.

Выражение для ρ_T может быть записано в виде $\rho_T \approx 0,2T|Z|^2$, то есть коэффициент 0,2 определяется из $\frac{1}{2\pi\mu}$, где μ – магнитная проницаемость среды, близкая к $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ Гц/м}$.

Эти соотношения верны независимо от того, какое поле циркулирует в среде – естественное или искусственное. То есть очевидно, что меняя частоту можно зондировать разрез на разную глубину. Реально удельное сопротивление определяется для каждой измеряемой гармоники определенной частоты по формуле

$$\rho_k = K_{\text{ЧЗ}} \frac{\Delta U}{I},$$

где ΔU – амплитуда разности потенциалов между электродами M и N или ЭДС индукции, наводимая в контуре S (петле), I – амплитуда токовой гармоники, питающей диполь AB или

петлю S , $K_{чз}$ – коэффициент, определяемый геометрией установки, то есть разном электродов AB и MN , размером петель S_0 и S и расстоянием между ними.

На билогарифмическом бланке выстраивается кривая ЧЗ в системе координат ρ_k и \sqrt{T} , на которой фиксируются максимумы, минимумы и градиентные переходы, отождествляемые с теми или иными комплексами пород подобно тому, как это делалось в методике ВЭЗ.

В методах **зондирования становлением поля** (выдающуюся роль в развитии теории и практики этих методов сыграли саратовские геофизики и, в частности, В.В. Тикшаев) искусственные электромагнитные поля (их называют импульсными или неустановившимися) создают с помощью генераторов, дающих на выходе напряжение в виде прямоугольных импульсов разной длины или импульсов ступенчатой формы, и подключаемых к заземленным линиям или незаземленным контурам. Простейшим примером таких импульсов являются импульсы включения или выключения тока. Исследуется процесс, происходящий после мгновенного выключения тока в питающей цепи. При этом оказывается, что разность ΔU на электродах MN (или ЭДС в петле) не мгновенно спадает до 0, а исчезает постепенно, изменяясь по сложной кривой. Это связано с тем, что в момент выключения тока в проводящих областях геоэлектрического разреза индуцируются вторичные вихревые токи, которые в начальные моменты времени распределены в приповерхностных слоях, а затем начинают проникать в глубь среды, постепенно затухая с глубиной. Глубина проникновения такого нестационарного электромагнитного поля определяется временем t , прошедшим с момента выключения тока. Этот процесс называется процессом становления (или установления) поля в Земле.

На земной поверхности в исследуемой точке располагают заземленный электрический диполь AB или незаземленную рамку (вертикальный магнитный диполь), в которые пропускают прямоугольные импульсы тока, вырабатываемые генгруппой. Электрический ток в диполе и создаваемое им поле в воздухе устанавливаются практически мгновенно. Однако, связанное с включением и выключением прямоугольных импульсов тока в диполе, электромагнитное поле в Земле устанавливается длительное время и тем большее, чем меньше удельное электрическое сопротивление слоев геоэлектрического разреза. Этот переходный процесс в земных слоях (или процесс становления поля) обычно регистрируется с помощью горизонтальной многовитковой приемной рамки. Процесс становления записывается в аналоговой или цифровой форме на магнитную ленту градуировочным импульсом. Первый отсчет берется через 0,15 секунд после включения, а затем моменты времени образуют геометрическую прогрессию с коэффициентом $\sqrt{2} : 0,15; 0,15\sqrt{2}; 0,30; 0,30\sqrt{2}$ и т.д. Измерение идет в широком временном диапазоне в пунктах, расположенных на разных расстояниях от источника (r). Если r не превосходит H (глубину исследования), то это методика ЗСБ, а если r больше H , то это ЗСД. Для каждого акта пропускания тока вычисляют ρ_k и затем на стандартном билогарифмическом бланке строится кривая ЗС, представляющая собой зависимость ρ_k от $\sqrt{2\pi t}$, где t – время становления. Параметр $\sqrt{2\pi t}$ играет в ЗС такую же роль, что $AB/2$ в ВЭЗ и \sqrt{T} – в МТЗ или ЧЗ. ρ_k вычисляется по уже известной формуле $\rho = \kappa_{зс} \frac{\Delta V_{MN}}{J_{AB}}$, где $\kappa_{зс}$ – коэффициент установки, а AB и MN – диполи (приемные петли). В начальной части кривой, как уже говорилось, процесс становления поля «охватывает» только верхние слои геоэлектрического разреза ($\rho_k \rightarrow \rho_1$). В конечной стадии кривая выходит на некий постоянный уровень (поле «установилось») и значения ρ_k здесь будут определяться только некоторыми обобщенными параметрами этой глубинной части разреза (например, фундамента). В итоге, на кривой ЗС выделяются максимумы, минимумы и прочие особенности, как это было показано применительно к ВЭЗ или другим методам зондирования.

Такое значительное число различных видов зондирования (как впрочем и профилирование) обусловлено широким кругом задач, которые приходится решать методами электроразведки. Ни один из этих видов не дублирует друг друга. Напротив, каждый имеет определенную область применения и решает вполне определенные задачи.

Одни методы характеризуются простотой реализации, высокой технологичностью, но имеют ограничения по глубинности изучения среды и по условиям проведения работ (в частности, поверхностным условиям). Другие обладают практически неограниченной глубинностью, но имеют существенные ограничения по детальности исследований верхних горизонтов разреза и т.д.

Если студент разобрался в изложенном материале, ему нетрудно будет самостоятельно выполнить следующее задание и ответить на предложенные контрольные вопросы.

1. Проведите сравнительное сопоставление разведочных возможностей рассмотренных методов зондирования. Для анализа используйте модельные рисунки кривых.

2. Объясните, почему именно методика ЗС стала основным методом электроразведки в нефтегазовой геофизике.

3. Какие методы электроразведки предпочтительнее применять в условиях: многолетней мерзлоты, в зонах развития сухих пустынь, при изучении карста.

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Лекция 9. Физико-геологические основы сейсморазведки

Сейсморазведка – метод, изучающий аномалии (структуру и особенности распределения) искусственно создаваемого волнового поля, обусловленные различием скоростей распространения волн в горных породах.

Основные параметры волнового поля – время (в секундах) регистрации прихода волны к прибору – сейсмоприемнику, расположенному на дневной поверхности (кинематическая характеристика) и **динамические характеристики**, то есть характеристики формы волны (ее длина, частота, интенсивность и пр.).

Основной физической параметр сейсморазведки – скорость распространения волн в м/с (метр в секунду).

Идея сейсморазведки состоит в том, что возбуждая на поверхности Земли (или в приповерхностном слое Земли) упругие волны регистрируют их отражения (преломления) от границ раздела геологических напластований в земной толще, а затем в результате интерпретации этих волн строят глубинно-скоростные модели разреза. Эти модели служат основой для заложения скважин глубокого бурения на нефть и газ.

Сейсморазведка – наиболее «продвинутой» в техническом плане из всех геофизических методов и главный метод нефтегазовой геофизики: на нее затрачивается до половины всех финансовых средств (включая стоимость бурения), которые идут на поиски и разведку скоплений углеводородов. Некоторые малоглубинные модификации метода используются в инженерной и технической геофизике.

В сейсморазведке два основных метода – *метод отраженных волн (МОВ)* и *метод преломленных волн (МПВ)*, поскольку существуют два основных «механизма» возврата сейсмической энергии из недр к поверхности наблюдений – отражение и преломление волн. Главным образом на практике используют различные модификации МОВ.

В современной сейсморазведке, все сферы которой (исключая непосредственно полевой производственный процесс) полностью компьютеризированы, *строят временные сейсморазрезы – то есть так называемые разрезы времен (линий t_0) отраженных волн и выявляют в рельефе этих линий – отражающих горизонтов – перегибы, разрывы и пр., а также изменения в рисунке сейсмозаписи между горизонтами. Это и есть сейсмические аномалии (показатели структуры и особенностей распределения поля), по которым можно судить о наличии антиклинальных поднятий, тектонически экранированных объектов, литолого-фациальных неоднородностей и т.п.*

Временные сейсморазрезы представляют собой весьма удобную для содержательного геологического анализа форму представления сейсмической информации. Это хороший аналог геологического разреза, построенный не в глубинах, а во временном масштабе (отражения от глубоких границ осадочного чехла регистрируются на временах – до 3^x-4^x секунд, а от подошвы земной коры на временах до 20 сек и более; отражения от неглубоких границ на временах до 1 сек). Однако временной разрез не полностью адекватен глубинному, особенно если отражающие границы сильно наклонены или криволинейны, а не плоские.

Поэтому в последние годы появилась более адекватная форма представления сейсмической информации в виде глубинных динамических сейсморазрезов, где волновое поле воспроизведено в масштабе глубин

Физические основы сейсморазведки.

Сейсмические волны возбуждаются взрывными или невзрывными (ударными, вибрационными) источниками. **Волна – это процесс распространения в пространстве упругих напряжений и связанных с ними деформаций.**

Деформация – это любое смещение частиц в теле (в геологической среде), вызванное внешней силой. После прекращения действия силы тело (среда) может быть частично разрушено (хрупкое тело); изменены его объем и форма, тело деформировано пластически (частицы

сближены, смещены); или тело возвращено в исходное состояние, т.е. восстанавливает свой объем и форму (такое тело называется упругим).

Геологическая среда при взрыве может вести себя и как хрупкая, и как пластичная, и как упругая - все зависит от величины и времени приложения внешней силы. На рисунке 33 показано, что если в Землю каким-то образом поместить взрывной источник (например, пробурить относительно неглубокую – 10-15м – скважину, опустить на забой заряд в 1-2 тротильные шашки, закупорить скважину буровым раствором или землей и взорвать этот заряд), то после возбуждения в области, примыкающей к месту взрыва будет наблюдаться такая картина. В области *I*, где находился заряд, и некоторой ее окрестности радиусом в 1-3 м порода будет разрушена и выброшена силой взрыва вместе с закупоркой на поверхность. Это *область разрывных деформаций*, где среда велась себя как хрупкое тело. В результате в этой области образовалась пустота (яма, камуфлет).

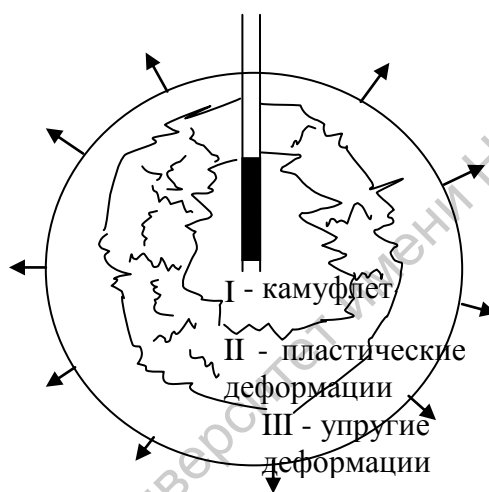


Рис.33. Деформации среды вблизи взрывного источника.

Следующая область *II*, окружающая первую, - *зона пластических деформаций*. Здесь порода изменена, сплошность ее и межчастичные связи нарушены, деформированы.

Наконец, *вся остальная часть пространства – зона III – занята малыми (упругими) деформациями*, которые перемещаются в этом пространстве с определенной скоростью, постепенно удаляясь от места взрыва и при этом ослабевая. Никаких изменений в среде после того, как эта упругая волна покинула ее, не произошло. Возбуждение колебаний в сейсморазведке должно быть организовано так, чтобы минимизировать затраты энергии на неупругие деформации и максимизировать ее часть, приходящуюся на упругие волны. Это один из важнейших моментов методики сейсморазведки, но речь об этом пойдет позднее.

Упругие волны бывают двух типов – *объемные и поверхностные*. Объемные называются так потому, что по мере своего распространения захватывают все новые объемы геологического пространства, двигаясь в глубь среды. Причем в любой момент времени t_i в этой среде всегда можно выделить три различные по отношению к волновому процессу области: первая, примыкающая к источнику, где колебания уже произошли и затухли, вторая – кольцевая – где они происходят в настоящий момент и третья – куда они еще не дошли (рис.34). Поверхности, разделяющие эти области, называются *фронтами* волн. Причем различают передний фронт и задний, или тыл волны. В однородной среде волновые фронты имеют сферическую форму, тогда как лучи, вдоль которых распространяются волны – прямолинейны. Лучи перпендикулярны волновым фронтам, они являются радиусами этих сфер. Объемные волны могут быть *продольными (P)* и *поперечными (S)*, то есть представлять собой процесс распространения деформации объема (*P*) и сдвига, или формы (*S*).

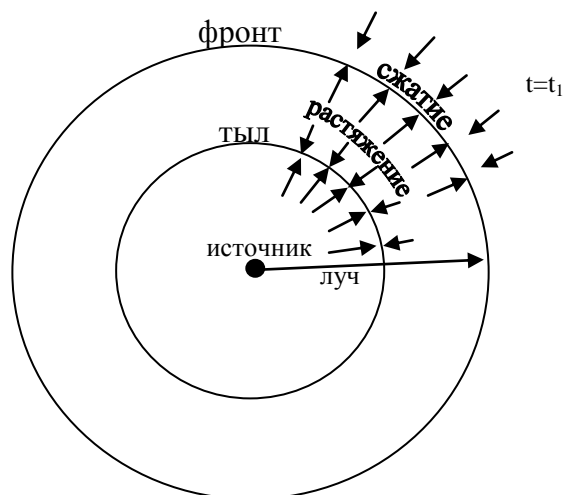


Рис.34. Состояние среды в момент времени t_1 после взрыва.

Если источник взрыва, показанный на рис.34, является сосредоточенным, точечным (типа малой пульсирующей сферы), то все *смещения частиц направлены по радиусам-лучам*, так как все напряжения (нагрузки), ортогональны сферической поверхности – высвобождающаяся энергия взрыва расширяет среду, то есть *на фронте волны всегда находится зона сжатия*: частицы под нагрузкой сближаются. Силы межчастичного взаимодействия обычно уподобляют упругим пружинкам, разделяющим шарики (частицы среды). Поэтому, если в самые первые мгновения – момент высвобождения энергии взрыва – пружинки сжались и частицы сблизились, то в следующее мгновение (когда нагрузка снята, взрыв уже произошел) пружинки растягиваются и частицы удаляются друг от друга. То есть на смену зоне сжатия в колеблющейся деформируемой среде приходит *зона растяжения*, как это показано на рис.34. Таким образом, в зоне, в данный момент времени занятой колебаниями (волной), существуют как минимум три разные фазы колебательного процесса – две зоны сжатия и одна (их разделяющая) зона растяжения. И далее эти чередующиеся зоны сжатия и растяжения перемещаются в пространстве, удаляясь от источника до тех пор, пока не затухнут.

Чтобы представить процесс распространения сдвиговых деформаций, надо вообразить, что сосредоточенный сферический источник не пульсирует, а поворачивается влево и вправо на малый угол, так что все *напряжения оказываются тангенциальными, касательными* к поверхности поворачивающейся сферы. Тогда смещение частичек в момент поворота растянёт пружинки в одну сторону (сторону поворота) перпендикулярно лучу, а в следующее мгновение окажутся повернутыми в обратную сторону более удаленные и так далее.

Еще проще можно представить себе процесс распространения упругих колебаний продольного и поперечного типа на примере вырезанного из упругой среды кубика или параллелепипеда, по верхней части которого нанесен вначале мгновенный удар под углом 90° (допустим, ладошкой) - и тогда вниз пойдет продольная волна, а затем опять таки всей ладошкой ударить горизонтально, по касательной (под углом 0°) к этой же верхней грани – вниз пойдет поперечная волна – как на рис.35.

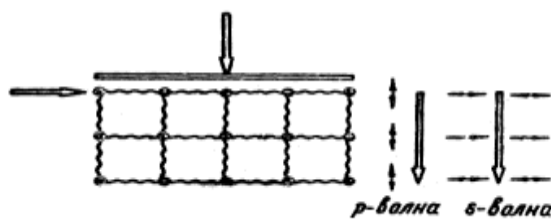


Рис.35. Модель упругой среды.

В общем случае, когда удар направлен под каким-то углом, не равным ни нулю, ни 90° , возникнут и те, и другие волны, как это бывает при естественных землетрясениях или ненаправленных взрывах.

Возникшие волны движутся с разной скоростью: продольные быстрее примерно в 1,5 раза. Величины скорости определяются так называемыми **упругими коэффициентами** и плотностью среды.

Попробуем уяснить смысл этих упругих коэффициентов, рассмотрев компоненты малой деформации на модельных примерах.

Деформации и напряжения. Упругие коэффициенты.

Деформации объема удобно рассмотреть на примере модели линейного элемента (ребро параллелепипеда), то есть тела, имеющего только один размер. Физически такое тело можно представить в виде длинного и узкого стержня, поперечный размер которого пренебрежимо мал в сравнении с длиной. Закрепим такой стержень верхним торцом, а к противоположному концу приложим растягивающую нагрузку (силу) - F (рис 36).

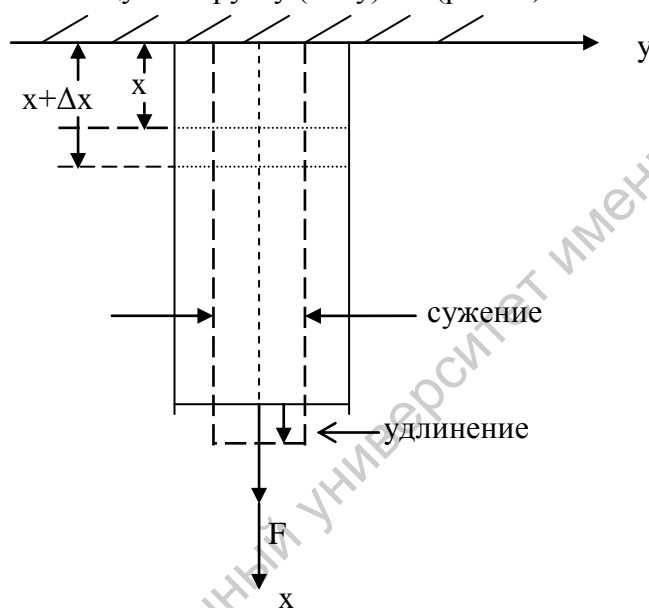


Рис.36. Деформация линейного элемента.

В результате приложения этой силы частички сместятся. Обозначим вектор смещения через \vec{U} , а его составляющие по осям координат через u , v и w соответственно. В рассматриваемом случае можно учитывать только составляющую u , пренебрегая остальными. Обозначим смещение, полученное частичками, отстоящими от закрепленного конца стержня на расстояние x через u . Вследствие действия сил сцепления между частичками, составляющими стержень (сил межчастичного взаимодействия, пружинок), – смещения будут тем меньше, чем ближе к закрепленному концу стержня они находятся. Это значит, что более удаленные частички, то есть $x + \Delta x$ получают большее смещение, то есть $u + \Delta u$.

Возьмем теперь разность смещений и отнесем ее к разности удалений - $\frac{u + \Delta u - u}{x + \Delta x - x}$. Если устремить Δx к нулю и взять предел этого отношения, то перейдем от бесконечно малых к производной $\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{u + \Delta u - u}{x + \Delta x - x} = \frac{\partial u}{\partial x}$.

По физическому смыслу это есть относительное удлинение линейного элемента, его деформация, которую мы обозначим как e_{xx} . Теперь возьмем векторную сумму $\sum \vec{F}$ всех сил,

действующих на свободный торец стержня и отнесем ее к площади его поперечного сечения S – получим *величину приложенного напряжения*, которое обозначим через P

$$\frac{\sum \vec{F}}{S} = P$$

Составляющая этого вектора P_x будет связана с деформацией e_{xx} **линейной зависимостью, называемой законом Гука: величина деформации прямо пропорциональна величине приложенного напряжения** (вскользь этот закон уже упоминался в лекции по гравirazведке). Этому закону подчиняются упругие среды. Понятно, что геологические среды поведут себя как упругие только тогда, когда напряжения будут невелики и весьма кратковременны (как известно, геологические среды при длительно прилагаемых нагрузках деформируются пластически, «текут», изгибаются в складки без разрыва сплошности, а если напряжения велики, то с разрывом – сбросы, надвиги).

Закон Гука может быть записан в виде соотношения

$$P_x = E e_{xx} = E \frac{\partial u}{\partial x},$$

отсюда $E = \frac{P_x}{e_{xx}}$

Коэффициент пропорциональности между напряжением и деформацией обозначим через E . Этот упругий коэффициент носит название модуль Юнга или коэффициент продольного растяжения.

По физическому смыслу E – это сила, которую надо приложить, чтобы произошло удлинение стержня, равное единице длины, то есть одному метру. Размерность E , как это видно из приведенного соотношения, совпадает с размерностью напряжения P , поскольку e_{xx} – относительная (безразмерная) величина. То есть размерность E – $\frac{H}{m^2}$ (ньютон на метр в квадрате).

Вполне понятно, поскольку растянуть линейный элемент на метр исключительно тяжело, что сами по себе величины E очень велики. Так, для осадочных пород значения E заключены в диапазон от $0,05 \cdot 10^{10}$ до $10 \cdot 10^{10}$ н/м², для кристаллических диапазон уже и сами значения выше – от $3 \cdot 10^{10}$ до $20 \cdot 10^{10}$ н/м², для воды $2 \cdot 10^{10}$ н/м².

Еще один упругий коэффициент, смысл которого может быть уяснен из приведенной модели, носит название **коэффициента поперечного сжатия, или коэффициента Пуассона**, обозначаемого греческой буквой ν (ню). Он представляет собой отношение относительного сжатия стержня $\delta u / u$ к относительному удлинению $\delta x / x$

$$\nu = \frac{\delta u}{u} / \frac{\delta x}{x}$$

Понятно, что в результате приложения растягивающей нагрузки стержень удлинится на δx (по отношению к первоначальной длине x) и станет уже на δu (по отношению к первоначальной длине u).

Понятно также, что ν – безразмерная величина и, как правило, очень маленькая. Для подавляющего большинства горных пород ν близко к $0,25$ и только для очень рыхлых пород ν (верхней части разреза) приближается к 1 .

Через линейные элементы (точнее, через относительные удлинения всех сторон объемного тела – параллелепипеда, который легко описать тремя линейными элементами, исходящими из одной точки – вершины: длина x , ширина y , высота z) может быть найдено изменение всего этого малого объема, его объемное расширение, или кубическая дилатация Θ

$$\Theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

Из приведенной записи хорошо видно, что это математическая операция с вектором смещения \vec{U} . Такая операция называется **дивергенцией** вектора и индексируется оператором div , что означает расхождение

$$\Theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = div \vec{U}$$

Модель сдвиговой деформации представлена на рис.37 на примере грани рассматриваемого параллелепипеда, одна сторона которой закреплена, а к противоположной приложена внешняя сила F .

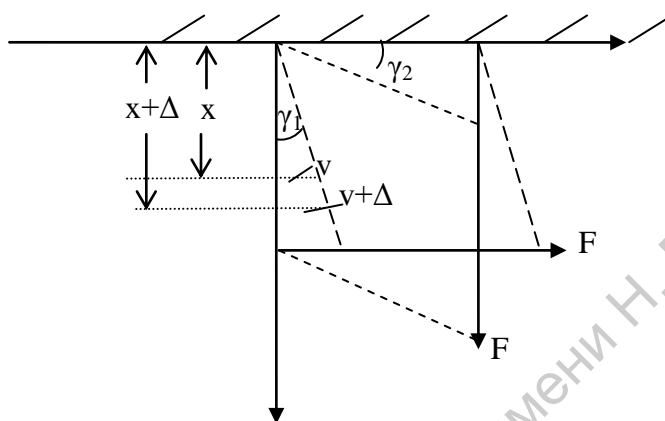


Рис.37. Сдвиговая деформация.

Тогда понятно, что частички из ряда, удаленного от начала координат на расстояние x получит смещение v (составляющая вектора \vec{U} вдоль оси y , по направлению которой приложена сила F), а частички $x + \Delta x$ сместятся сильнее – $v + \Delta v$. Взяв, подобно тому, как это было сделано выше, предел отношения приращения по y к приращению по x при Δx , стремящемся к 0, получим выражение для деформации γ в виде производной

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{v + \Delta v - v}{x + \Delta x - x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \gamma$$

Сама эта деформация выразится в сдвиге сторон или в скошении γ прямого угла, точнее, она будет представлять собой тангенс этого угла, но для малых углов, как известно $\text{tg} \gamma \approx \gamma$. Если закрепить другую грань (по оси x) и приложить в направлении x внешнюю нагрузку к противоположной грани, то получим аналогичное скошение $\frac{\partial u}{\partial y}$. Суммарное скошение опреде-

ляется как $P_{xy} = 2\mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$, где P_{xy} – составляющая тангенциального напряжения, а μ – **коэф-**

фициент пропорциональности между напряжением и деформацией, называемой модулем сдвига. Таким образом, видно, что при касательных напряжениях происходит изменение формы первоначальных объемов – деформация формы (или сдвига частичек одного ряда относительно другого).

Через упругие коэффициенты записываются выражения для скорости продольных и поперечных волн

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\sigma}} = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{1}{2(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}}$$

Здесь σ – плотность среды, а λ – один из упругих коэффициентов Ламе (λ и μ). не имеющих физического смысла. Из этих формул хорошо видно, что $V_p > V_s$. Теоретические исследования, подтверждаемые практикой, показывают, что $\frac{V_p}{V_s} \approx \sqrt{3}$.

Теперь можно подытожить основные отличия объемных волн Р и S: разные скорости, разный характер поляризации колебаний и, наконец, вполне понятно, что поперечные волны могут распространяться только в твердых средах (деформации формы!), а продольные в любых. Помимо объемных волн существуют еще **поверхностные**.

Поверхностные волны обычно возникают при возбуждении колебаний вблизи дневной поверхности, а распространяются не вглубь среды, а бегут вдоль этой поверхности в подстилающем слое, толщина которого равна примерно длине волны. Поверхностные волны в основном низкочастотные с весьма своеобразным продольно-поперечным характером поляризации колебаний: частицы в этой волне движутся по эллиптическим орбитам. Скорости распространения этих волн наиболее низкие: $V_R \approx 0,9V_s$

Такие волны называют **Релеевскими (R)**, по имени знаменитого британского физика лорда Релея, который дал первое теоретическое их описание. Релеевские волны всегда в той или иной мере присутствуют на сейсмических записях, являясь сильной помехой для регистрации отраженных волн.

Помимо Релеевских существуют еще поверхностные **волны Лява** с чисто поперечным характером поляризации колебаний. Они обычно возникают при глубокофокусных землетрясениях и на сейсмографических записях не наблюдаются.

Динамические характеристики волн. Профиль волны и запись колебаний.

Представим себе, что по лучу, изображенному на рис. 34 мы проведем регистрацию колебаний в фиксированный момент времени $t = t_1$. Эти колебания сосредоточены в кольцевой области II. По результатам наблюдений можно построить график зависимости амплитуды и смещения частиц (интенсивности колебаний) от расстояния r (источник - приемник). Условимся отклонение частиц от невозмущенного положения в зоне сжатия рисовать в положительной области графика, а в зоне растяжения - в отрицательной. В точке перехода от зоны сжатия к зоне растяжения кривая $u(r)$ должна переходить через нуль, то есть пересекать ось абсцисс.

График этот, называемый **профилем волны**, должен иметь такой вид (Рис.38а)

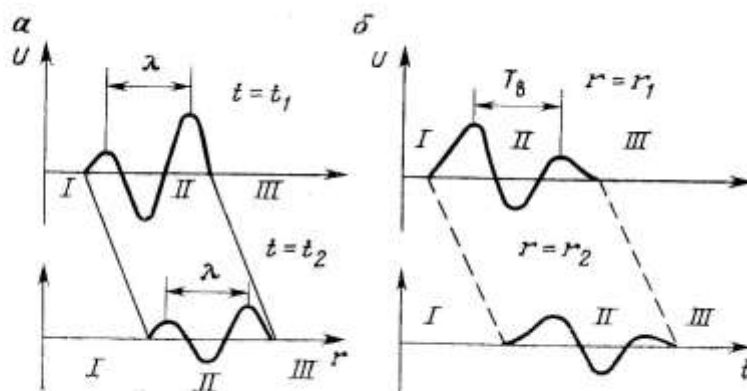


Рис. 70. Профиль (а) и запись (б) сейсмической волны

Точки на профиле волны с наибольшими положительными или отрицательными отклонениями (**амплитудами** смещений) образуют, соответственно, **горбы и впадины**, то есть процесс распространения сейсмических волн качественно можно охарактеризовать как перемещение в упругой среде горбов и впадин. **Расстояние между двумя соседними горбами называют видимой длиной волны**. Амплитуда горба в области переднего фронта должна быть больше, поскольку на эти области приходится большая часть сейсмической энергии. Если провести регистрацию в более поздний момент времени $t_2 = t_1 + \Delta t$, волна убежит дальше от источника. Если среда идеально упругая, то есть поглощение сейсмической энергии в ней отсутствует, то профиль волны для нового положения колеблющейся области II останется таким же, но все амплитуды смещений уменьшатся пропорционально новому удалению от источника.

Теперь рассмотрим поле смещений волны в зависимости от времени в фиксированной точке наблюдения, находящейся на определенном расстоянии r_1 от источника. Представление об этом поле дает график зависимости u от времени t при закрепленном $r = r_1$ (допустим, что в этой точке стоит сейсмоприемник).

Этот график называется **трассой, или записью колебаний** и показан на рис.38б.

Записи колебаний это основной первичный материал сейсморазведки. Совокупность записей, зарегистрированных одной расстановкой сейсмоприемников, образует **сейсмограмму**. Кривая $u(t)$ при фиксированном r похожа на предыдущую: и здесь переднему фронту, который приходит к сейсмоприемнику раньше по времени, соответствует наибольшая амплитуда колебаний A_1 . Время t_e , когда это фронт подошел к сейсмоприемнику, называют **вступлением** волны, а промежуток времени τ , охватывающий всю длительность колебания, проходящего через сейсмоприемник – **длительностью импульса**. Поскольку функция $u(t)$ ограничена по времени, ее нельзя рассматривать как гармоническую (хотя она и похожа на синусоиду, вернее, на ее фрагмент). То же можно сказать и о графике, названном профилем волны. Поэтому там расстояние между соседними горбами мы определяли как видимую длину волны (а не просто длину волны), а здесь, то есть на рис 38б, **расстояние между соседними одноименными фазами колебания (максимумами или минимумами) называют видимым периодом T** .

Связь между периодом и длиной волн определяется скоростью распространения волны: $\lambda = VT$

В точке, находящейся на большем (r_2) удалении от источника, запись колебаний такая же, но так же как и для профиля волны все амплитуды будут меньше (пропорционально расстоянию).

Величина $f_e = \frac{1}{T_e}$ будет называться видимой **частотой**, а точки на записи, где смещения достигают экстремальных значений - видимыми **фазами φ_e** .

В идеально упругой среде форма профиля и записи не изменяется: горбы и впадины перемещаются с постоянной скоростью, называемой **фазовой скоростью v_{φ}** .

В реальных, то есть неидеально упругих средах форма профиля и записи волны с расстоянием от источника изменяются. В этом случае фазовая скорость зависит от частоты. **Зависимость фазовой скорости от частоты называется дисперсией скорости**.

В результате дисперсии скорости перемещения фронта волны и ее фазовых поверхностей оказываются разными. **Под скоростью перемещения фронта понимают скорость движения огибающей всего волнового пакета (записи волны)**. Такая скорость называется **групповой**.

Важно заметить, что форма волны в реальных средах существенно зависит от свойств среды, через которую бежит волна. То есть информация о свойствах среды содержится не только в скоростях распространения волн, но и в рассмотренных динамических характеристиках – частотах, амплитудах, периодах, длительностях, соотношении фаз колебаний. Разные среды ха-

рактируются также разной дисперсией скоростей и т.д. Поэтому при геологической интерпретации данных сейсморазведки уделяется внимание не только кинематическим параметрам (временам прихода волн), но и динамике волнового процесса.

Одним из показателей динамики является и отмеченное уже уменьшение интенсивности колебаний по мере удаления от источника (увеличения времени регистрации). Это явление носит название **геометрического расхождения**. Речь идет о геометрическом расхождении волновых фронтов – увеличении радиуса сферической поверхности волнового фронта по мере ее удаления от источника. Энергия взрыва, которая обусловлена количеством взрывчатого вещества ($ВВ$) – вполне определенная величина, а область пространства занятого колебаниями, непрерывно расширяется. Поэтому доля энергии, приходящаяся на единицу объема этого пространства столь же непрерывно убывает (пропорционально r^2) и амплитуда колебаний становится все меньше. Амплитуда смещений равна квадратному корню из энергии и поэтому уменьшается пропорционально r .

Поглощение и рассеяние волн.

Амплитуда колебаний (и, следовательно, их форма) изменяется в реальных средах не только из-за геометрического расхождения. Реальные среды являются поглощающими – то есть часть энергии волны необратимо переходит в другие ее виды, например, в тепловую. Этот необратимый переход части энергии волны в другие виды по мере распространения волн называют **поглощением**. Поглощение представляет собой частотно – избирательный процесс, так как существует постоянная потеря энергии на длину волны. Более высокие частоты (более короткие волны) затухают быстрее. Земля работает как ФНЧ – фильтр нижних частот. Амплитуда убывает с расстоянием по экспоненциальному закону

$$A = A_0 e^{-\alpha_n l}$$

где l – расстояние в метрах, пройденное волной; α – коэффициент поглощения в m^{-1} . Обычно $\alpha = \delta f$, где f – частота, δ – коэффициент пропорциональности.

На форму колебаний влияет и сейсмическое рассеяние. Рассеяние сейсмической энергии связано с отражением от шероховатых границ геологических напластований, что приводит к частичному перераспределению потоков энергии. Фактически здесь речь идет о замене отражения дифракцией.

Отражение и преломление сейсмических волн.

Реальные среды являются не только поглощающими, но и слоистыми. Причем на границах раздела слоев, сложенных различными по минералогическому составу, а значит и по скорости распространения в них волн породами, эти волны испытывают **преломление и отражение**. В результате, энергия каждой падающей на границу волны перераспределяется между четырьмя вторичными волнами – двумя отраженными (монотипной и обменной) и двумя преломленными, проходящими дальше в следующие слои (также, монотипной и обменной). **Монотипной называется волна, не меняющая своего типа (P или S), а обменной – напротив, меняющая свой тип при встрече с границей раздела**: пример, иллюстрирующий эту ситуацию, показан на рис.39

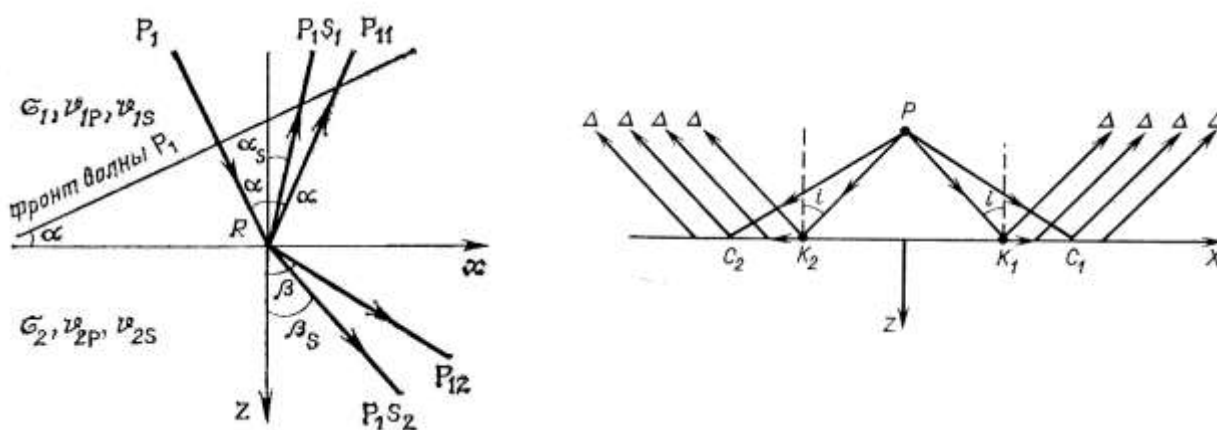


Рис.39. Отражение, прохождение (а) и преломление (б) сейсмических волн в случае резкой и гладкой (зеркальной) границы.

В качестве падающей волны здесь представлена продольная в виде луча P_1 . Индекс I означает, что она распространяется в верхнем полупространстве (пласт I). Здесь же в верхнем полупространстве показаны два отраженных луча – монотипный P_{11} и обменный P_1S_1 , а в нижнем два преломленных (проходящих) P_{12} (монотипный) и P_1S_2 (обменный). На рисунке видно, что углы падения, отражения и преломления разных волн различаются между собой. Здесь волны представлены отдельными лучами (перпендикулярными фронтам). Эти углы отсчитываются от нормали к границе. Нетрудно показать, что, скажем, угол падения α между лучом P_1 и нормалью к границе равен углу падения фронта волны P_1 на эту границу.

Соотношение, устанавливающее связь между углами падения, отражения и преломления и скоростями распространяющихся волн, называется законом Снеллиуса и записывается в виде

$$\frac{\sin P_1}{V_{p_1}} = \frac{\sin P_{11}}{V_{p_1}} = \frac{\sin P_{1S_1}}{V_{s_1}} = \frac{\sin P_{12}}{V_{p_2}} = \frac{\sin P_{1S_2}}{V_{s_2}} = \frac{1}{V^*}$$

Здесь V^* - так называемая **кажущаяся скорость**. Из этого соотношения следует, что угол отражения монотипной волны равен углу падения (то есть падающая и отраженная волны распространяются в одной и той же среде со скоростью V_p). В то же время угол отражения обменной волны P_1S_1 меньше угла падения, поскольку $V_s < V_p$. При нормальном падении, то есть когда луч падающей волны перпендикулярен границе раздела ($\alpha=0$) обменные волны не возникают. Такой случай близок тому, что наблюдается в практике сейсморазведки методом отраженных волн, где система возбуждения и регистрации волн настроены на использование монотипных волн продольного типа.

Отношение амплитуд $\frac{A_{p_{11}}}{A_{p_1}}$ и $\frac{A_{p_1S_1}}{A_{p_1}}$ называют **коэффициентами отражения**, то есть эти величины позволяют оценить энергию отраженной волны в долях падающей. В теории показано, что при том же нормальном падении, коэффициент отражения $\frac{A_{p_{11}}}{A_{p_1}}$ равен

$$K_{omp} = \frac{V_{p_1} \sigma_1 - V_{p_2} \sigma_2}{V_{p_1} \sigma_1 + V_{p_2} \sigma_2}$$

Произведение скорости на плотность $V\sigma$ называют **акустической жесткостью (акустическим импедансом) или волновым сопротивлением**. Таким образом, можно $K_{отр}$ определить как частное от деления разности акустических жесткостей контактирующих сред на их сумму. Это соотношение позволяет определить **условие образования отраженных волн, как неравенство акустических жесткостей $V_1\sigma_1 \neq V_2\sigma_2$** или (если учесть, что скорости изменяются намного сильнее, чем плотности) как $V_1 \neq V_2$, так как в случае их равенства из приведенного выражения следует, что $K_{отр} = 0$, то есть отраженные волны не возникают. Граница раздела с резкими различиями $V\sigma$ называют резкими (жесткими), от них возникают наиболее сильные (интенсивные) отражения. Наиболее резкой в природе является граница Земля-воздух, то есть дневная поверхность. $K_{отр}$ от такой границы близок к единице, то есть почти вся энергия падающей волны расходуется на образование отраженной.

Другая резкая граница: ЗМС – коренные, то есть граница раздела рыхлой приповерхностной толщи, которую сейсморазведчики именуют зоной малых скоростей (ЗМС) и подстилающей ее толщей плотных коренных пород. Для этой границы $K_{отр} \approx 0,5$. Все прочие границы, в том числе обычно разведываемые границы раздела слоев на глубинах 3-5 км (этот диапазон является основным в современной сейсморазведке на нефть и газ, поскольку вышележащие тол-

щи, как правило, уже разведаны, а месторождения в них обнаружены и нередко исчерпаны) характеризуется меньшей отражательной способностью. Коэффициент отражения от них, как правило, колеблется в пределах $0,1-0,25$. Волны от границ менее резких оказываются очень слабыми и, практически, не доходят до поверхности наблюдений, где установлены сейсмоприемники. Отношения $\frac{A_{P_{12}}}{A_{P_1}}$ и $\frac{A_{P_1 S_2}}{A_{P_1}}$ называют **коэффициентами прохождения** сейсмической

энергии в глубь среды. Для случая нормального падения такой коэффициент $K_{np} = \frac{2\sigma_1 v_1}{\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2}$.

Заметим, что при наклонном падении в среду с большей скоростью угол преломления больше угла падения. Именно такой случай показан на рис.40б. То есть, если $V_2 > V_1$, то преломленный луч проходящей вниз волны приближается к горизонтали, к преломляющей границе R . Это означает, что возможен такой случай, когда луч преломленной волны скользит вдоль границы, то есть угол преломления составит 90° (не пойдет вглубь среды). Этот случай будет соответствовать соотношению (из закона Снеллиуса)

$$\frac{\sin P_1}{\sin P_{12}} = \frac{V_{P_1}}{V_{P_2}}, \text{ а поскольку } \sin P_{12}, \text{ то есть } \sin 90^\circ \text{ равен } 1, \text{ получим, что } \sin P_1 = \frac{V_{P_1}}{V_{P_2}}$$

Такой угол падения называют критическим. При достижении критического угла преломленная волна перестает быть проходящей – она распространяется в прилегающем к границе слое 2 со скоростью V_{P_2} двигаясь не поперек, а вдоль напластования пород. **Такая скорость называется граничной и обозначается $V_{гр}$.** Если представить себе, что граница действительно представляет собой поверхность раздела, плоскость, то частички среды, прилегающие к этой границе должны располагаться не только снизу, но и сверху, и они будут связаны между собой силами сцепления (межчастичного взаимодействия). Значит эти частички верхнего слоя также будут испытывать смещения и передавать их вышележащим. Это, в свою очередь, означает, что в верхнем слое будет распространяться упругая волна. *Описанное явление, возникающее при падении волны под критическим углом называют явлением полного внутреннего отражения, а волну пошедшую вверх **головной**, или боковой или просто **преломленной** (в отличие от проходящей).* Именно эти волны доходят в конце концов до поверхности наблюдений и могут быть зарегистрированы сейсмоприемниками. Угол, под которым волна P_{12} выходит в верхнее полупространство согласно приведенному соотношению углов и скоростей, должен быть равен $i_{кр}$, если скорости V_1 и V_2 вдоль границы не меняются. Такой механизм возврата сейсмической энергии к поверхности Земли называют **преломлением**, и на регистрации этих волн основывается метод МПВ (метод преломленных волн). Из сказанного следует, что условием возникновения этих волн является не просто неравенство скоростей, как для отраженных, а **условие более жесткое: $V_2 > V_1$.**

Из приведенного рассмотрения ясно, что в реальных разрезах преломляющих границ меньше, чем отражающих. Наиболее резкими такими границами являются поверхность коренных пород под ЗМС и поверхность кристаллического фундамента. К сказанному необходимо добавить, что *головные волны нельзя наблюдать вблизи пунктов возбуждения.* Удаление вступлений головной волны от источника тем больше, чем больше угол $i_{кр}$ и глубина границы, на которой такая волна образуется. Наконец, *головные волны являются более низкочастотными и потому метод преломленных волн характеризуется относительно низкой разрешающей способностью.*

Геометрическая и волновая сейсмика.

Как было показано выше, распространение упругих колебаний представляет собой волновой процесс. Пользуясь волновой теорией можно решать любые задачи распространения

сейсмических волн в однородных и неоднородных в сейсмическом отношении средах. Однако, во многих важных практических задачах сейсморазведки более простые решения можно получить, используя лучевые представления геометрической сейсмологии. *Геометрическая сейсмология изучает законы распространения волн, основываясь на представлении об их фронтах и лучах.* Свое название она получила по аналогии с геометрической оптикой, в которой введено понятие о световых лучах, и имеет общие с ней законы. Эти законы приемлемы только тогда, когда длина волны пренебрежимо мала в сравнении с протяженностью волнового фронта. Поскольку в реальной волновой сейсмологии длина волны – величина конечная, то отступления от законов геометрической сейсмологии тем меньше, чем больше размеры неоднородности, на которой волна образовалась.

В геометрической сейсмологии есть несколько важных понятий, к которым часто прибегают в сейсморазведке. К ним относятся **понятия изохроны и поля времен.**

В сейсморазведке рассматриваются упругие волны, пробегающие расстояние во много раз больше, чем расстояние между тылом и передним фронтом. То есть можно допустить, что фронт и тыл неограниченно продолжают, образуя так называемую волновую поверхность, а длина волны стремится к нулю. *Положение волновой поверхности в пространстве в фиксированный момент времени называют изохроной.* **Пространство, охарактеризованное изохронами, то есть временами «прибытия» волны в различные точки этого пространства можно определить как поле времен.** Изображая процесс распространения волн через лучи и изохроны, можно представить волновое поле как поле времен. Для описания процесса распространения волн в пространстве используют принцип Гюйгенса-Френеля и принцип Ферма.

Согласно принципу Гюйгенса-Френеля, каждый элемент упругой среды, пришедший в колебание, передает его соседнему элементу со скоростью, свойственной данному элементу, то есть, иными словами, сам становится источником колебаний.

Допустим, что нам известно положение изохроны в некоторый момент времени t_1 и значение скорости движения волны V . Допустим также, что эта скорость не меняется. Тогда можно построить сферические волновые поверхности элементарных волн, испускаемых элементами среды (частицами, пришедшими в колебание), лежащими на поверхности изохроны t . За время Δt из каждого такого элемента выйдет элементарная сферическая волна с радиусом поверхности $r = v \Delta t$, как показано на рис.40а.

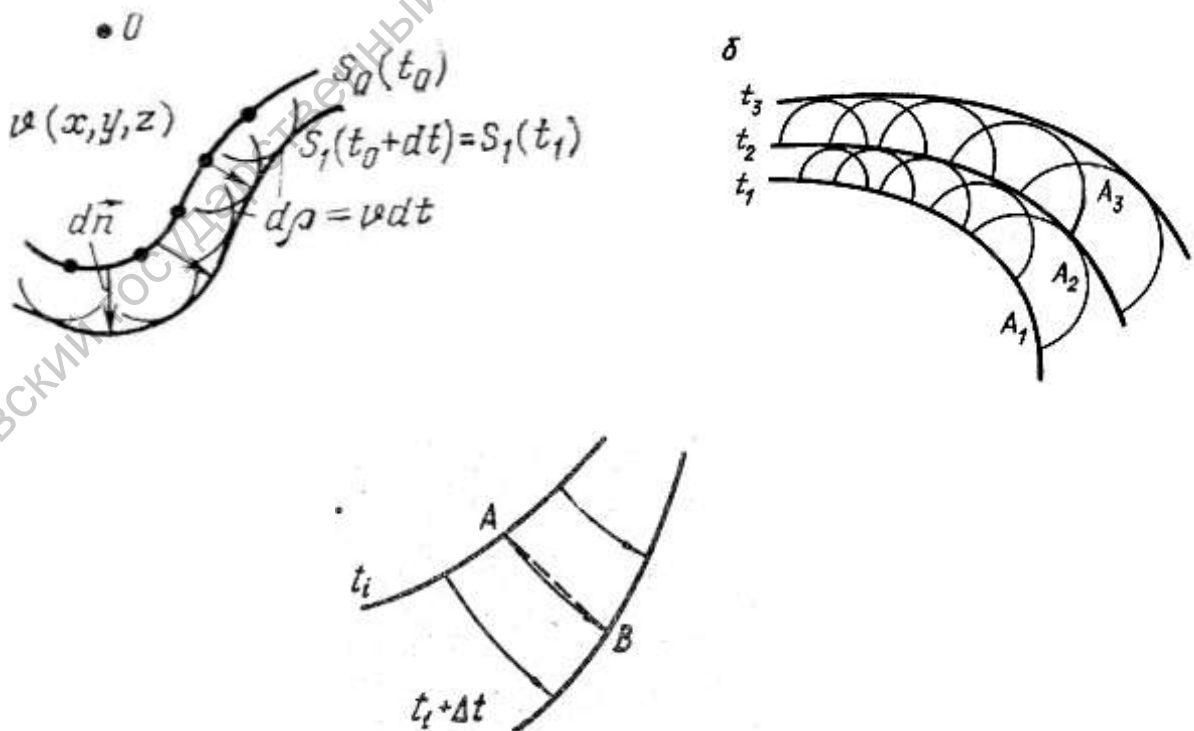


Рис.40. Изображение поля времен.

Огибающая всех этих волновых поверхностей дает нам положение изохроны реальной волны на момент $t_2 = t_1 + \Delta t$. Таким же образом можно построить изохроны t_3 , t_4 и т.д., то есть построить поле времен, где любая точка пространства помимо координат отмечена временем прихода к ней упругой волны. Все эти изохроны будут конгруэнтны друг другу. Если скорость в среде меняется, то радиусы фронтов элементарной волны будут отличаться друг от друга. В случае, например, когда скорость не постоянная, а нарастает с глубиной по линейному закону $V = V_0(1 + \beta z)$, где β – градиент нарастания скорости, изохроны будут расходиться с глубиной (рис.40б), а в случае убывания скорости – сходиться.

Скорость в каждой точке среды, называемая истинной скоростью, определяется как $v(x,y,z) = \lim(dn/dt)$, при $dn \rightarrow 0$, а обратная величина $grad t = 1/v(x,y,z)$ называется градиентом поля времен.

Возведя это выражение в квадрат и расписав значение градиента по координатным осям, получим

$$(dt/dx)^2 + (dt/dy)^2 + (dt/dz)^2 = 1/v^2(x,y,z)$$

Это дифференциальное уравнение является математическим выражением принципа Гюйгенса и называется уравнением поля времен, эйконала или уравнением Гамильтона. Для заданного распределения скоростей в среде оно позволяет определить конфигурацию волнового фронта для любого момента времени. Например, если среда однородная, то его решением будет выражение

$t = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} / v$, показывающее, что фронты волн в однородной среде представляют собой сферические поверхности.

Волновая поверхность перемещается в любой точке пространства вдоль нормали к ней, то есть вдоль сейсмических лучей. Для лучей справедлив принцип Ферма, согласно которому волна, распространяясь в пространстве, выбирает путь минимального времени пробега, то есть вариация времени (производная) по лучу равна 0.

Путь, кратчайший во времени между двумя точками А и В один и тот же, независимо от того, в каком направлении распространяется волна (рис.40в). Применение принципа Ферма, приводит к выводу, что в однородной и изотропной среде лучи прямолинейны. В средах с изменяющейся скоростью лучи криволинейны и их форма определяется геометрически – построением линий, перпендикулярных фронтам (изохронам), или аналитически – криволинейным интегралом

$t = \int ds/v(x,y,z)$, где ds – элемент криволинейного луча. При вычислении интеграла требуется найти такой путь $s(x,y,z)$, время пробега волны вдоль которого будет минимальным. Это уравнение является математическим выражением принципа Ферма.

Принцип Гюйгенса позволяет находить только положение фронта волны в любой момент, если задана скорость в среде как функция координат ее точек. При этом отсутствует возможность решения динамической задачи – определения интенсивности волн, распространяющихся по разным направлениям. Этот недостаток устраняется дополнением принципа Гюйгенса идеей интерференции волн – тем самым ему придается волновая основа. Согласно модифицированному принципу Гюйгенса-Френеля, интенсивность упругой волны в любой точке среды за пределами ее волнового фронта определяется как результат интерференции элементарных сферических волн, источники которых равномерно распределены на волновой поверхности. Этот принцип обоснован для случая гармонических волн. Поле смещений равно сумме возмущений, создаваемых источниками в пределах малых **кольцевых зон (Френеля)**. Полное поле смещений в какой либо рассматриваемой точке равно сумме смещений, создаваемых всеми зонами Френеля, на которые можно разбить волновую поверхность. При этом суммы колебаний, создаваемые по отдельности четными и нечетными зонами, равны и имеют противоположные фазы, вследствие чего взаимно ослабляют друг друга. Это приводит к тому, что результирующее возмущение, создаваемое всей сферической поверхностью, равно половине возмущения, создаваемого только первой зоной Френеля. Другими словами, *наблюдаемое волновое поле в данной точ-*

ке можно рассматривать как результат действия вторичных источников, расположенных во внутренней половине первой зоны Френеля. Реально радиус эффективной области среды, участвующей в передаче колебаний, будет равен

$r_{эф.} \approx \sqrt{b\lambda}/2$, где b – расстояние от рассматриваемой точки до поверхности волнового фронта.

Теоретическим обобщением принципа Гюйгенса-Френеля является интеграл Кирхгофа, который является одним из решений волнового уравнения. Он позволяет найти значения поля смещений $U(x,y,z,t)$ в произвольной точке $P(x,y,z)$, находящейся во внешнем по отношению к некоторой замкнутой поверхности пространстве, если известны значения поля смещений U и его производных на этой поверхности (граничные условия)

$$U(x,y,z,t) = 1/4\pi \int \dots \dots \dots, \text{ где } r - \text{ расстояние от точки } P(x,y,z)$$

до точек поверхности интегрирования Q , v – скорость в однородной среде, n – направление нормали к поверхности. Значения в квадратных скобках берутся не для времени t , а для предшествующих моментов времени $t' = t - r/v$ на поверхности Q .

Результирующее смещение в искомой точке зависит не от распределения на поверхности Q самих смещений, но и их производных по времени и по нормали к этой поверхности. Суммирование колебаний может происходить как в одинаковых, так и в противоположных фазах, соответственно, усиливая или ослабляя суммарный сигнал. Интегральная формула Кирхгофа – основа многих прямых и обратных решений динамических задач сейсморазведки для различных моделей сред, в частности, она является теоретической основой для получения сейсмических изображений. Точное решение задачи возможно, если известны граничные условия на поверхности Q . Невозможность получения точных граничных условий из сейсмоданных обуславливает приближенный характер решений на основе интеграла Кирхгофа.

Другой способ изучения распространения волнового поля от источников, в отличие от интегрального решения Кирхгофа, основан на последовательном пересчете поля с одного уровня на другой на основе численных решений волнового уравнения. Этот способ находит все большее применение в современной сейсморазведке и получил не вполне точное, но закрепившееся за ним название вычисления «на основе решения волнового уравнения».

Как уже говорилось, геометрическая сейсмика применима при рассмотрении различных явлений, когда длина волны пренебрежимо мала в сравнении с размером неоднородностей, на которых эта волна образовалась. Однако, встречается немало ситуаций, когда это условие не выполняется. С такими ситуациями, например, связано явление **дифракции** волн или **интерференции** их на тонких слоях.

Под дифракцией в оптике понимают явление огибания препятствия световой волной. В сейсмике дифрагированная волна возникает и распространяется как волна рассеяния от элементов геологического разреза, на которых происходит изменение физических свойств пород – то есть возникает на любых неоднородностях среды. *В реальных условиях дифрагированная волна устойчиво формируется и распространяется как самостоятельный тип колебаний, если размеры неоднородностей сопоставимы с длиной волны.* Длины волны, с которыми имеют дело в сейсморазведке методом отраженных волн, колеблются в зависимости от скорости их распространения и от частоты (периода) колебания. Если положить, что отраженные волны, как правило, среднечастотны и, в основном, имеют периоды от 0,02 сек до 0,05 сек (то есть частотный их диапазон составляет 20-50 Гц), а скорости волн в осадочных толщах меняются в диапазоне от 2000 до 5000 м/сек, то получится, что длины волн измеряются величинами ~50-250 м. Это говорит о том, что появление дифрагированных волн наиболее вероятно на резких изгибах границ раздела, нарушениях сплошности пород (сбросах, надвигах, разломах), в зонах выклинивания. Пример возникновения и распространения дифрагированных волн для модели ступени (уступа) в рельефе отражающей границы приведен на рис. 41.

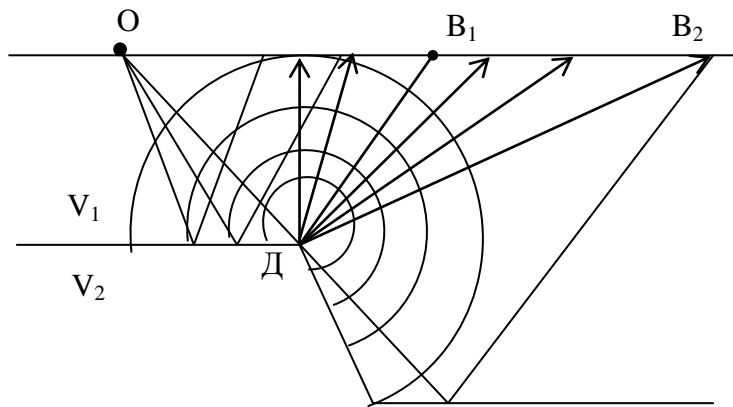


Рис.41. Дифракция сейсмической волны на ступени.

В области, примыкающей к источнику колебаний O , регистрируются лучи OB . Так происходит, пока луч падающей волны не достигнет излома границы – точки дифракции D . Согласно геометрическим представлениям на участке поверхности от крайнего луча OB_1 до луча OB_2 , прошедших через точку дифракции никаких волн наблюдаться не будет, так как лучи падающей волны минуют уступ, попадающий в зону сейсмической тени.

Однако, согласно принципу Гюйгенса-Френеля частичка D , пришедшая в колебание, начинает испускать элементарные волны, поверхности (фронты) которых огибают возникающие препятствия и заходят в зону сейсмической тени. Эти фронты достигают также поверхности наблюдений и попадают в промежуток между OB_1 и OB_2 и там их можно зарегистрировать. Понятно, что по интенсивности дифрагированные волны существенно слабее отраженных (\sim в 2 раза), но во многих случаях этого вполне достаточно: такие волны регистрируются как признак наличия тектонических нарушений и т.п.

Без волновых представлений невозможно обойтись и при описании явлений, происходящих при отражении волн в случае тонкослоистого характера разреза.

Если длина волны соизмерима с толщиной слоя, то отражений от его кровли и подошвы на записи отделить невозможно. Это видно на рис. 42.

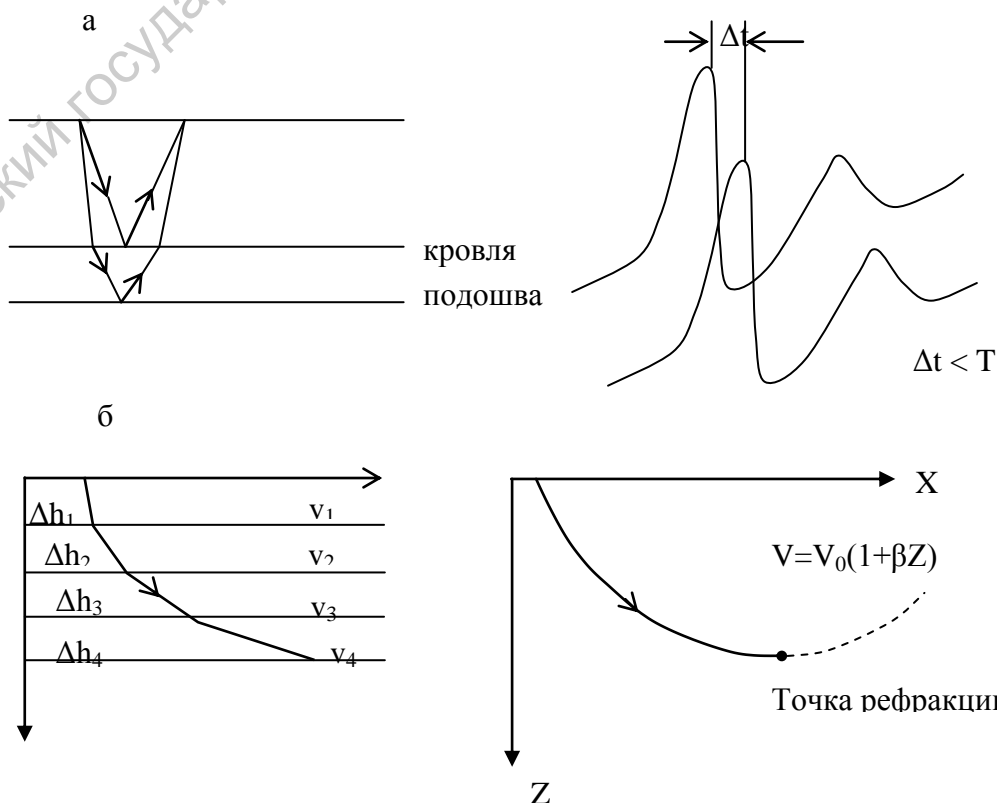


Рис. 42. Модель интерференции (а) и рефракции (б).

Промежуток времени Δt , разделяющий импульсы отражений 1 и 2 окажется недостаточным для раздельной их регистрации сейсмоприемником: волна, отраженная от подошвы слоя подойдет раньше, чем отраженная от кровли завершит свою длительность и уйдет дальше. В итоге эти колебания наложатся друг на друга и прибор запишет длинное неразрешенное колебание. *Это наложение волн и называют интерференцией.* В случае, если волны складываются синфазно или запаздывание второй относительно первой кратно периоду колебания, интенсивность суммарной волны возрастает, а если суммирование происходит в противофазе (запаздывание кратно половине периода) колебания гасят друг друга. В итоге получаем характерные признаки интерференционной картины – многофазная неустойчивая динамика и т.д.

Из сказанного можно заключить, что геометрическая сейсмика неприменима в тех случаях, где приходится сталкиваться с ярко выраженной волновой природой колебаний. Таким образом, *геометрическая сейсмика есть частный случай волновой, когда длина волны стремится к нулю ($\lambda \rightarrow 0$).*

Рефракция волн.

Рассмотренные примеры образования и распространения волн относились к ситуациям, когда скорости в среде в целом, или в отдельных ее слоях не меняются. Однако, это далеко не так. Такие толщи как кристаллический фундамент в силу своей гетерогенности характеризуются сильной изменчивостью скорости. Довольно значительно меняются скорости в зависимости от глубины залегания в терригенных толщах, поскольку эти толщи в той или иной степени пористые, а *пористость вследствие возрастающей геостатической нагрузки – то есть давления вышележащих пород – становится меньше и, соответственно, скорость больше.* В таких средах, где скорость является непрерывной функцией координат пространства, в частности, глубины Z , прямолинейность лучей нарушается, они становятся криволинейными и возникает явление, именуемое *рефракцией*.

Пояснить природу этого явления можно таким примером (рис.42б). Пусть среда представлена пачкой пластов, в каждой из которых скорость постоянная, но значения ее с глубиной растут, то есть $V_1 < V_2 < V_3 \dots$. И пусть по такой толще проходит упругая волна, представленная на рисунке лучом, вышедшим из источника под углом i_1 . В соответствии с законом Снеллиуса, луч проходящий вниз волны будет, преломляясь, составлять с нормалью к границе постоянно возрастающие углы, все больше прижимаясь к горизонтали. Если устремить толщины слоев Δh к нулю, ломаная прямая выродится в непрерывную кривую, причем эта кривая в какой-то точке среды, пройдя через угол в 90° , повернет вверх и устремится к поверхности. *Такой механизм возврата сейсмической энергии к поверхности наблюдений именуется рефракцией, а поворотная точка – точкой рефракции.*

В наиболее сильной степени рефракция проявляет себя в ледовых толщах. В 60^х годах прошлого столетия, когда советские исследователи начали осваивать Антарктиду и одной из задач антарктических экспедиций стало изучение толщин материковых льдов этого континента, пришлось заняться обстоятельным изучением рефракции. Был разработан специальный *метод рефрагированных волн*, с помощью которого поставленные задачи удалось успешно решить.

Мы рассмотрели многочисленные (но не все) явления, происходящие в реальных средах при распространении волн и на основе этого рассмотрения можно заключить, что *сейсмические импульсы по мере удаления от источника колебаний претерпевают значительные изменения – существенно уменьшается их интенсивность и изменяется форма (рис.43): если вблизи источника импульс короткий, высокочастотный, основная энергия сосредоточена в передних фазах колебаний (минимально-фазовый сигнал), то на значительном удалении амплитуда уменьшается, сигнал растягивается, становясь низкочастотным, а энергия перекачивается в хвостовые фазы колебаний.*



Рис.43 Деформация сейсмического импульса в модели сплошной упругой среды:
а –вблизи источника, б-вдали от источника.

Заметно искривляются и траектории движения волн. Все это необходимо учитывать при выработке методики сейсморазведки для изучения достаточно глубоких горизонтов разреза.

Изложенные соображения справедливы, если представлять геологическую толщу в виде сплошной модели среды, причем исключительно пассивной, не порождающей собственных колебаний. Однако уже в конце ушедшего 20^{го} столетия, когда возникла и стала развиваться нелинейная динамика, появились новые представления и новые модели.

Новую модель среды легче представить, если вообразить, что хотя бы одно землетрясение уже когда-то произошло и речь идет о повторном возбуждении колебаний. Сплошность среды уже нарушена, есть трещины и микротрещины, есть куски, отдельные флюиды, заполняющие эти трещины и все пустотное пространство породы- поры, содержащие газовую и жидкую фазы. Таким образом, новая модель представляет собой сложную систему, состоящую из блоков различных размеров, подчиняющихся определенной последовательности (по М.М.Садовскому (1989)). Система открыта, как и составляющие ее отдельные блоки, для энергообмена с окружающей средой. Блоки в системе отделены друг от друга прослойками, сложенными из блоков разных размеров меньшего масштаба. Эта открытая система квазистационарна – в ней идут процессы перераспределения и трансформации энергии (и массы) поступающей извне. Она гетерогенна, энергонасыщенна и фрактальна (с элементами самоподобия упомянутых блоков). Она способна накапливать эту энергию и сохранять в себе некоторое ее количество (в том числе энергию упругих деформаций) в скрытом состоянии и после устранения непосредственных источников, бывших причиной ее появления. Энергонасыщенность проявляется в виде постоянно действующей сейсмической и акустической эмиссии, причем разные среды «звучат» по-своему. Распространение волн в такой среде характеризуется рядом особенностей: во-первых, низкочастотные сигналы могут вызывать высокочастотный отклик – расширение спектра идет в обе стороны, и форма записи может оказаться вовсе не такой, как показано на рис 43; во-вторых, слабый сигнал может вызывать сильный отклик; в-третьих, при взаимодействии гармонических волн появляются волны новых частот, кратных основным гармоникам – суммарным и разностным; в-четвертых, скорость волн зависит от амплитуды воздействия (Николаев, 1994).

В спокойном состоянии, без «накачки», энергия внутренних напряжений находится в равновесном состоянии до достижения определенного уровня. При дополнительном возбуждении (воздействии внешним физическим полем) может произойти высвобождение накопленной энергии, которая, в том числе и в виде упругого поля, приведет к появлению колебаний, характеристики которых определяются физико-химическими свойствами среды (тела).

Если выделить эти колебания из общего волнового поля, то можно повысить достоверность прогноза залежей углеводородов. На новой модели основаны новые методы сейсморазведки, например, инфразвуковая сейсморазведка, разработанная саратовскими геофизиками.

Геологические основы сейсморазведки.

Рассмотренные вопросы образования упругих волн и их распространения помогают уяснить, что в сейсморазведке мы сталкиваемся с различными волнами – поверхностными, отраженными, преломленными, рефрагированными, дифрагированными. Усложняя представление о модели среды этот перечень можно продолжать. Например, в многослойных средах распространяются *кратные отраженные волны*. *Кратными называются такие волны, которые испытывают не один, а несколько актов отражения от одной и той же отражающей границы*, как например, на рис. 44.

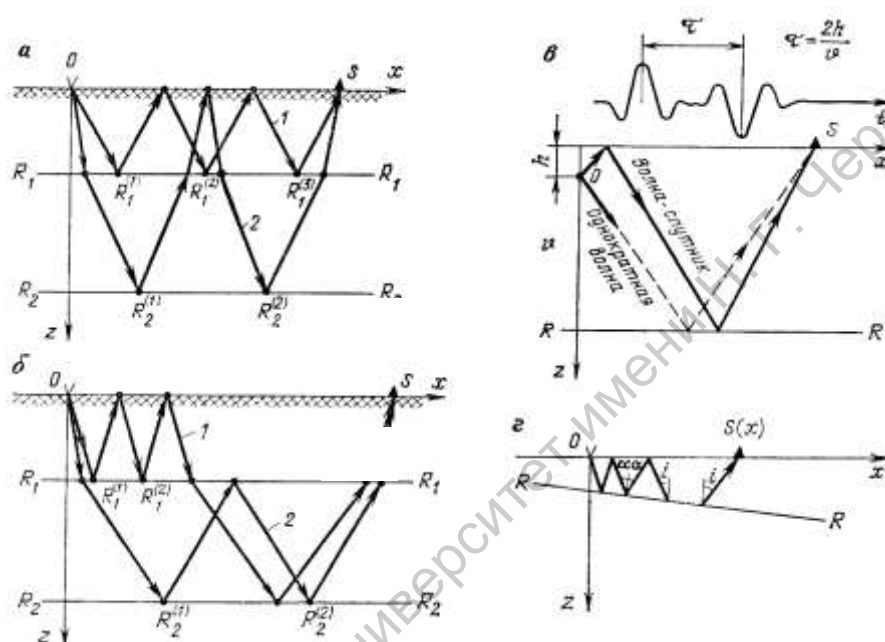


Рис. 44. Схема образования многократных волн.

Волны: а — полнократные отраженные (1 — трехкратная; 2 — двухкратная); б — частично-кратные отраженные (1 — трехкратная; 2 — двухкратная); в — волна спутник; г — отраженно-преломленная (двухкратная)

Здесь волна O1O — однократная от первой границы, а O1O1O — двукратная. Волна O2O — однократная от второй границы, а O2O2O — двукратная от этой же второй границы. Такие волны, испытывающие отражения от одноименных поверхностей называют полнократными.

Волны, показанные на рис. 44б, называются частично-кратными. Их особенность в том, что дополнительный акт отражения они испытывают на промежуточной границе R_1 .

К частично-кратным относится и волна-спутник, испытывающая первый акт отражения от поверхности, расположенной выше разведываемой границы. Такой поверхностью является обычно подошва ЗМС (рис.44в)

Можно привести примеры с трехкратными отражениями и с отражениями более высокой кратности. Причем нельзя забывать о том, что все эти волны возникают и распространяются в реальных средах. Можно назвать и волны более сложных видов - отраженно-преломленные (рис.44г) и преломленно-отраженные, скользяще-дифрагированные и т.п.

Существование всех этих волн обусловлено существованием в геологической среде поверхностей раздела напластований, сложенных породами разного состава, то есть породами с разной скоростью распространения в них упругих волн. В этом и состоят *геологические основы сейсморазведки*:

1) в реальных средах существуют поверхности (границы), разделяющие толщи с разной скоростью распространения упругих волн;

2) эти физические поверхности совпадают с геологическими – границами раздела геологических напластований. И поэтому, регистрируя волны, отраженные или преломленные этими геологическими границами, и определяя тем или иным способом скорость их распространения, мы можем оценить глубины залегания и мощность толщ разного состава и возраста. Это позволяет восстановить структурный каркас геологической среды, что необходимо для выявления объектов поиска (в первую очередь нефти и газа).

3) изменение в литологии пород внутриформационного характера находят свое выражение в изменчивости скорости и в особенностях рисунка волнового поля.

Диапазон изменения скоростей распространения упругих волн в горных породах достаточно широк. Самые низкоскоростные толщи – приповерхностные, рыхлые (некоренные) породы, образующие ЗМС (зону малых скоростей). Здесь скорости не превышают 1500 м/сек. Чаще всего значения $V_{ЗМС}$ – 500-700 м/сек.

Терригенные (обломочные) породы в коренном залегании имеют скорости ~2000-4000 м/сек, карбонатные (известняки, доломиты) – 5000 м/сек, каменные соли ~4500 м/сек. Самые высокие скорости свойственны кристаллическим породам: гранитам ~6000 м/сек и базальтам ~7000 м/сек, метаморфическим – гнейсам, кварцитам ~6000 м/сек.

Возможность и успешность применения сейсморазведки для решения геологических задач определяют *сейсмогеологические условия* проведения работ. Их принято подразделять на *поверхностные и глубинные*.

К поверхностным относят:

1. *Мощность и скоростную слоистость ЗМС*. Когда ЗМС маломощная и однородная по составу, проведение сейсморазведочных работ облегчается, а их результативность улучшается. Такие особенности строения ЗМС считаются благоприятными.

2. *Рельеф поверхности наблюдений*. Благоприятной считается ситуация, когда рельеф местности спокойный, нерасчлененный.

3. *Залесенность, заболоченность, барханы, такыры, шоры* – все это приповерхностные факторы, крайне неблагоприятные для постановки сейсморазведки.

К глубинным условиям относят:

1. Наличие скоростных (отражающих и преломляющих) границ в разрезе;

2. *Резкость, гладкость и выдержанность этих границ*. Границы шероховатые, то есть поверхности с размером неоднородностей их рельефа, сопоставимым с длиной падающей волны; нерезкие, то есть порождающие слабые отражения (преломления); прослеживаемые фрагментарно, то есть невыдержанные – все это условия неблагоприятные для сейсмической разведки.

3. Углы наклона границ не должны превышать 10-15° - иначе отраженные волны не выйдут на поверхность наблюдений или будут очень сильно ослаблены большим **сейсмическим сносом**. Под сейсмическим сносом понимается разница абсцисс точек отражения и точек выхода сейсмических лучей.

4. *Сплошность (нарушенность) границ отражения (преломления)*. Наличие нарушений и возникновение при этом дифрагированных волн сильно осложняет регистрируемую волновую картину, то есть порождает трудности ее геологической расшифровки.

Волны, о которых шла речь до сих пор, связаны с искусственным возбуждением колебаний. Однако, на записях помимо них регистрируются колебания, обусловленные иными причинами, вовсе не связанными с геологической средой. К ним, например, относятся **микросейсм**ы – колебания естественного происхождения, которые вызваны ветром, дождем, снегом. Сейсмоприемники также записывают колебания, вызванные движущимся вблизи сейсмического профиля транспортом и пр. В отличие от уже рассмотренных регулярных волн, микросейсм являются нерегулярными – амплитуды и фазы у них быстро и незакономерно изменяются во времени и пространстве (от точки к точке регистрации). В итоге получается, что сейсмоприемник записывает чрезвычайно сложную суперпозицию волн, которая без специальных усилий недоступна геологическому истолкованию. Приходится все волны классифицировать на **полезные и помехи**, разрабатывать специальные приемы борьбы с помехами.

К полезным относят те волны, на использование которых ориентирован применяемый метод разведки, рассчитана последующая обработка сейсмозаписей и т.п. В методе отраженных волн, к примеру, это однократные отраженные волны от всех изучаемых границ раздела. Остальные колебания, регистрируемые в том же временном интервале, что и полезные волны, относятся к волнам-помехам. В методе отраженных волн это головные, кратно-отраженные, поверхностные и все прочие. Из этого видно, что разделение волн на полезные и помехи носит до некоторой степени условный характер. Например, дифрагированные волны на основе разработанной методики миграционного преобразования сейсмозаписей позволяет получить ценную дополнительную информацию об изучаемых разрезах. В целом можно заметить еще раз, что вопросы борьбы с помехами составляют основное содержание методики сейсмической разведки, на которой мы остановимся ниже.

Проблемами методики в производственных организациях занимаются специалисты-геофизики, тогда как геологи, работающие в геофизике, заняты изучением сейсмо-геологических условий, постановкой геологических задач, геологическим сопровождением работ и истолкованием полученной информации.

Некоторые уточнения для геологов

Скорости зависят от плотности среды и коэффициентов упругости. Эти параметры определяются литологическим и гранулометрическим составом, пустотностью, флюидонасыщенностью, термодинамическими условиями (давлением и температурой), воздействием метаморфизма и тектоники, глубиной залегания, возрастом и др. факторами.

О плотности. Из известных формул для V_p и V_s следует обратная зависимость, однако по экспериментальным данным наблюдается положительная корреляция. Это вызвано тем, что с увеличением плотности еще быстрее возрастают упругие модули и происходит увеличение скоростей (различие в 3 раза).

О пустотности. С увеличением пористости скорости уменьшаются (особенно в терригенных, где пористость может достигать 30-40%). Такие породы рассматривают как микрогетерогенные среды, состоящие из твердого скелета (зерен) и пор, заполненных флюидом. Для подобных сред скорость V_p оценивается приближенным эмпирическим соотношением, известным как **уравнение среднего времени:**

$$1/V_p = Kp/V_f + (1 - Kp)/V_m$$

По экспериментальным данным γ между пористостью и V_p может достигать 0,7 – 0,9. Доминирующей причиной уменьшения скорости является значение общей пористости, а не величина и размер пор, так как величина пор намного меньше длины сейсмической волны.

О давлении и температуре (термодинамических условиях). Увеличение геостатического давления обуславливает, с одной стороны, увеличение упругих констант скелета пород, а с другой стороны, - уплотнение пород, связанное с уменьшением пористости. И то и другое приводит к увеличению скорости с глубиной. При одинаковом вещественном составе и равной глубине залегания для более древних пород характерны более высокие скорости (объясняется длительностью процессов диагенеза, метаморфизма и тектонических напряжений, что сделало породы более жесткими и упругими).

На любых глубинах скорость зависит от соотношения внешнего геостатического и внутрипластового давления заполняющих поры флюидов. Скорость фактически определяется эффективным (разностным) давлением. Поскольку эффективное давление также растет с глубиной, то скорость с глубиной, как правило, возрастает. Этой общей тенденции не может препятствовать процесс повышения температуры с глубиной, поскольку влияние увеличения давления превалирует над влиянием повышения температуры. Исключения составляют лишь те области, где перемещение флюидов в песчанистых отложениях затруднено экранирующим действием вмещающих глинистых пород и внутрипластовое давление оказывается выше, чем нормальное гидростатическое давление на заданной глубине. Это приводит к возникновению **зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД) со скоростями V_p ниже нормального уровня.** Бла-

годаря повышенной пористости эти зоны обладают хорошими коллекторскими свойствами, но могут представлять опасность при проводке через них стволов скважин.

Изменение упругих свойств в зависимости от флюидонасыщенности.

(газ, нефть, вода): $V_p \text{ вод.} > V_{p\text{нефть}} > V_{p\text{газ}}$, тогда как $V_s \text{ вод.} < V_s \text{ нефть} < V_s \text{ газ}$.

Изменение скоростей поперечных волн происходит лишь за счет изменения плотности флюида и не зависит от типа флюида, т.к. флюиды не влияют на сопротивление породы сдвиговой компоненте. Поскольку эти неравенства имеют противоположные направления, то отношение V_p/V_s или величина коэф. Пуассона может служить признаком наличия или отсутствия УВ в породах.

Анизотропия скорости. Фактор, влияющий на анизотропию, - упорядоченность свойств слагающих среду элементов при условии, что их размеры меньше длины волны. Причинами такой упорядоченности может быть согласованная ориентация частиц во время их осаждения или неравномерное воздействие геостатического давления (большее в вертикальном, чем в горизонтальном направлении) на процесс уплотнения и диагенеза осадочных пород. Подобной анизотропией могут обладать литологически однородные среды – глины, глинистые сланцы. Другой причиной упорядоченности может быть тонкая слоистость или согласно ориентированная трещиноватость пород. В таких средах максимальная скорость V_p наблюдается вдоль слоистости, а минимальная – поперек. Карбонатные среды имеют слабую анизотропию. Для поперечных волн коэф. анизотропии выше.

Поглощающие свойства. Основные причины неупругих потерь – зернистое строение скелета, пористость и трещиноватость, а также типы заполняющих флюидов. Влияние нефтегазонасыщенности на поглощение определяет возможность оценки по параметрам поглощения ресурсного потенциала.

Сейсмическое отображение элементов геологического разреза.

Выше было показано, что реальные среды весьма далеки от моделей среды, на которые опирается сейсморазведка. Но поскольку размеры элементов внутренней неоднородности малы в сравнении с длинами волн, эти неоднородности проявляются лишь в интегральном виде, представляя усредненные, ***эффективные свойства*** реальных сред. Диапазон этих неоднородностей находится в пределах от геологических границ (отражающих и преломляющих) до неоднородностей относительно небольшого размера, порождающих дифрагированные (рассеянные) волны.

Результаты сейсморазведки свидетельствуют, что отражающие границы в основном согласны с литологическими и нередко совпадают с ними. В то же время имеется немало примеров, когда наиболее контрастные изменения упругих свойств связаны с ***перерывами в осадконакоплении, размывами, эрозионными срезами.*** Поэтому в осадочном чехле некоторые отражающие поверхности являются по существу ***возрастными (хроностратиграфическими)***, которые обычно согласны с литологическими границами, но могут и пересекаться с ними. Границами, не связанными со слоистостью, могут быть поверхности соляных тел, интрузивов, зон разрывных нарушений, трещиноватости и разуплотнения горных пород. Отражающие границы разделяют по ***контрастности, резкости, гладкости и устойчивости.***

Шероховатые границы.

Преломляющие границы.

Методы сейсморазведки классифицируют по типам и классам волн, а также по способу ведения разведки и др. направлениям.

МОВ и МПВ (классы).

Методы продольных, поперечных (SH) и обменных (SV) волн. Метод многоволновой сейсморазведки (типы).

ГСЗ, Региональные (профильные), поисковые (2D), детальные (3D), скважинные методы (BCП), сейсмическое просвечивание, сейсмический контроль (мониторинг) за разработкой залежей (3D) - задачи.

Наземная, морская, речная или озерная сейсморазведка (условия проведения).

Взрывная, невзрывная, пассивная (источники).

1D, 2D, 3D, 4D (размерность).

Низкочастотная, среднечастотная (до 80гц) и высокоразрешающая (10 – 150 гц) - частотный диапазон.

Сейсмоакустические скважинные исследования – волновой акустический котаж (аналог многоволновой сейморазведки) и лабораторные УЗК исследования керна, на более высоких частотах, применяющиеся при изучении скоростей.

Лекция 10. Элементы теории сейморазведки.

Понятие о годографе и кажущейся скорости.

Одним из стержневых понятий в теории сейморазведки является понятие *годографа*.

Зная положение точек наблюдения, в которых определено время прихода волны, можно составить зависимость $t = f(x, y, z)$. **Зависимость времени прихода волны от координат точек наблюдения называют годографом.**

Рассмотрим такую зависимость для прямой волны вдоль линии наблюдения OS лежащей на плоскости. На этой же плоскости находится источник колебаний (рис45).

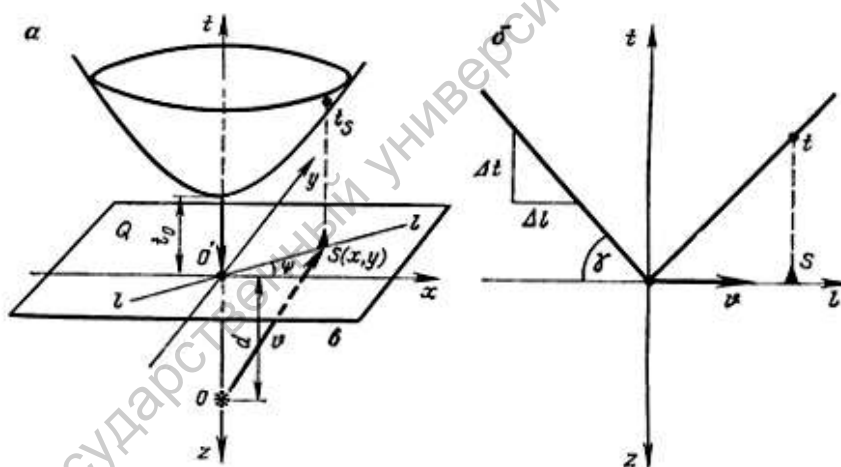


Рис. 45. Поверхностный (а) и линейный (б) годографы прямой волны; поверхностные изохроны прямой волны (в)

Выберем систему координат так, чтобы начало ее находилось в точке возбуждения колебаний O . Такая система наблюдений носит название OTB (общей точки возбуждения). Рассматриваемая волна бежит вдоль поверхности от точки O к точке S , координаты которой x и y .

Отсюда

$$OS = \sqrt{x^2 + y^2},$$

а уравнение времени записывают в виде

$$t = \frac{OS}{V} = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + y^2}.$$

Из аналитической геометрии следует, что это уравнение конуса вращения. Ось вращения – ось t . Вращением системы координат можно совместить ось x с OS . Тогда y под корнем исчезает.

нет и уравнение будет приведено к виду $t = \pm \frac{x}{v}$. Это уравнение прямой, исходящей из начала

координат. У нее две симметричные относительно оси t ветви: $t = +\frac{x}{v}$ и $t = -\frac{x}{v}$. Такое уравне-

ние называется **линейным продольным годографом прямой волны** (Рис.45б). Геометрически это сечение конуса вращения (пространственного годографа прямой волны) вертикальной плоскостью, проходящей через начало координат. **Непродольный линейный годограф** получим, если линия наблюдения не проходит через O . Он будет представлять собой результат вертикального сечения конуса плоскостью, не проходящей через начало координат. Как известно, такое сечение представляет собой гиперболу (рис.45а). Здесь точка O' – проекция O на линию профиля l в плоскости XOY . С понятием годографа тесно связано понятие **кажущейся скорости** V^* .

Поместим на линию наблюдений OX несколько сейсмоприемников и зарегистрируем с их помощью волну, годограф которой показан на рис.46. Допустим, что эта волна движется откуда-то из глубины и нам известно положение фронта волны, подошедшей к первому сейсмоприемнику, стоящему в точке P_1 . Угол падения волны на линию наблюдения обозначим i . Пусть также известна скорость распространения рассматриваемой волны – V и эта скорость постоянна. Тогда нетрудно получить, воспользовавшись принципом Гюйгенса-Френеля положение фронта волны в точке P_2 в момент времени $t_2 = t_1 + \Delta t$. За отрезок времени Δt волна пробежала путь ΔS по лучу K и можно записать, что $\Delta t = \frac{\Delta S}{v}$. Из рисунка видно, что $\Delta S = \Delta x \sin i$, поскольку ΔS – противолежащий углу i катет в образовавшемся на рис.46 прямоугольном треугольнике.

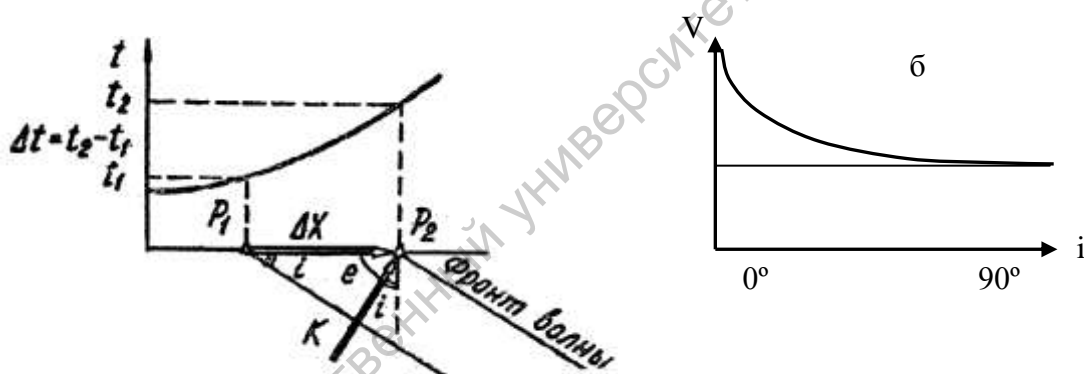


Рис.46. К выводу закона Бенндорфа.

Наблюдателю, находящемуся на поверхности, кажется, что волна, двигаясь от P_1 к P_2 преодолела расстояние Δx вдоль поверхности наблюдения со скоростью, равной

$V^* = \frac{\Delta x}{\Delta t}$. Если устремить Δx к нулю, то есть перейти к бесконечно малым, то получим

$V^* = \frac{dx}{dt}$. Такая скорость называется **кажущейся** V^* . Это не скорость перемещения фронта волны, а скорость движения его проекции (его следа) вдоль линии наблюдения. Из приведенной геометрии видно, что связаны эти скорости через $\sin i$, то есть

$V^* = \frac{V}{\sin i} = \frac{V}{\cos e}$, где e – угол, дополняющий i до 90° . Такой угол называют углом выхода

сейсмической радиации. Это выражение носит название **закона кажущейся скорости, или закона Бенндорфа**.

Из сказанного видно, что V^* представляет собой дифференциальный параметр или производную годографа. Памятуя о геометрическом смысле производной (тангенс угла наклона касательной к кривой в точке, где мы хотим установить наклон этой кривой) уясним как изме-

речь кажущуюся скорость по любому годографу, если он криволинеен: надо к точке, где мы хотим найти V^* , провести касательную и определить тангенс угла ее наклона $\Delta x/\Delta t$. Величина кажущейся скорости зависит от направления подхода волны к поверхности наблюдения (Рис.46,б)

Если эта волна движется вдоль поверхности наблюдения, то есть фронт волны перпендикулярен этой поверхности ($\alpha = 90^\circ$), то из выражения $V^* = \frac{V}{\sin \alpha}$ следует, что $V^* = V$ (так как $\sin 90^\circ = 1$). Так движутся поверхностные волны-помехи, и определенная по годографам этих волн V^* будет как угодно близка к истинной, составляющей в приповерхностной части разреза 500-1000 м/сек. Если же волны приходят снизу, по направлению близкому к вертикали (фронт волны практически параллелен поверхности наблюдения), то $V^* \rightarrow \infty$, поскольку $\alpha \rightarrow 0$. Так движутся полезные отраженные волны, откуда следует, что полезные волны те, которые имеют очень высокие кажущиеся скорости, превышающие, как правило, 5000 м/сек.

Сказанное означает, что можно по величинам кажущихся скоростей отделять полезные волны от помех, осуществлять их фильтрацию по кажущимся скоростям, или направлению их прихода.

Проблема борьбы с помехами чрезвычайно актуальна и составляет главное содержание методики проведения полевых работ и обработки данных. Сами по себе возможности этой борьбы обусловлены тем, что каждая волна характеризуется своими кинематическими зависимостями, то есть формой годографа. Поэтому теория годографа - основной элемент теории сейсморазведки и исследователи заняты решением прямой и обратной кинематических задач сейсморазведки - получением уравнений годографов самых разных волн для самых разных моделей среды и исследованием этих уравнений. Уравнение годографа прямой волны мы уже рассмотрели выше. Остановимся теперь на годографах отраженных и преломленных волн. Для получения уравнения линейного продольного годографа в случае простейшей двухслойной модели среды обратимся к рис. 47.

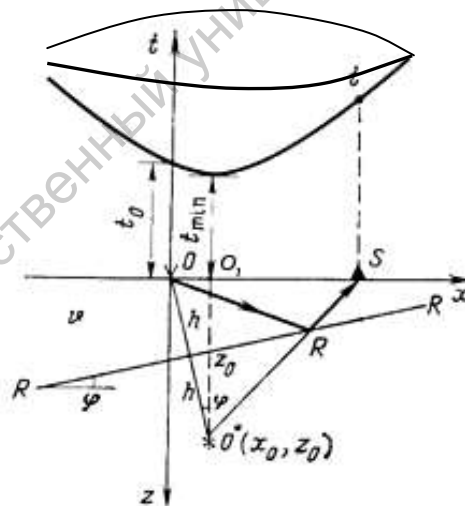


Рис. 47. Линейный и поверхностный годографы отраженной волны (плоская отражающая граница, однородная покрывающая среда)

Пусть произвольный луч падающей волны касается границы в точке R. Из этой точки отражения исходит колебание по лучу RS под углом, равным углу падения (рассматривается монотипная волна). Таким образом, уравнение времени по рассмотренному лучу может быть записано в виде (Рис. 47б)

$$t = \frac{OR + RS}{V_1}$$

Буквенную запись необходимо переписать так, чтобы это была зависимость t от x , и параметров модели среды: угла наклона границы, ее глубины и т.д.. Для вывода уравнения воспользуемся методом зеркальных отображений и проведем ряд дополнительных построений. Рассматривается плоский (двумерный) случай, где все лучи принадлежат вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений. Так бывает, когда профиль разбит вкрест простиранья пород и границы геологических напластований являются плоскими. Зависимость $t(x)$ выводится в системе с общей точкой возбуждения (ОТВ) в центре расстановки сейсмоприемников (СП), когда колебания возбуждаются в одной точке O , а регистрация волн осуществляется сейсмоприемниками, расставленными по линии $-x - +x$, проходящей через точку O (продольный профиль).

Опустим из точки O нормаль на границу раздела R и продолжим за эту границу до пересечения с продолжением луча RS . Они пересекутся в точке O^* , которая является зеркальным отображением O (в зеркале границы R). Это можно доказать из рассмотрения треугольников ORM и O^*RM . Нетрудно показать, что они равны. Оба они прямоугольные, MR – общий катет, углы ORM и O^*RM равны, поскольку равны углу, дополняющему их до 90° . Следовательно равны катеты OM и O^*M , представляющие глубину границы по нормали, и гипотенузы OR и O^*R . Таким образом, можно записать, что $RS + RO^* = O^*S$, то есть можно представить лучи, исходящие из пункта возбуждения O через лучи, исходящие из O^* . Точка O^* называется поэтому мнимым пунктом возбуждения.

Итак, уравнение времени можно переписать в таком виде

$$t = \frac{O^*S}{V_1}$$

O^*S является гипотенузой большого прямоугольного треугольника $O^*O'S$, где O' – проекция точки O^* на линию наблюдения. Следовательно $O^*S = \sqrt{O'S^2 + O'O^{*2}}$.

$O'S$ можно представить как разность x (абсцисса точки S) и $x_0 = OO'$. OO' – это противолежащий углу φ катет в узком вертикальном прямоугольном треугольнике $O^*O'O$, откуда следует $O'O = 2h \cdot \sin \varphi$. Угол $O'O^*O$ равен φ (углу наклона границы), так как это углы с взаимноперпендикулярными сторонами. Координата точки O^* по оси Z обозначена через Z . Тогда можно записать $O^*S = \sqrt{x^2 - 2xx_0 + x_0^2 + z^2} = \sqrt{x^2 - 2x \cdot 2h \sin \varphi + 4h^2 \sin^2 \varphi + z^2}$. Поскольку $x_0^2 + z^2$ из треугольника $O^*O'O$ равно $4h^2$, выражение для AB можно переписать так

$$O^*S = \sqrt{x^2 + 4h^2 - 4hx \sin \varphi}$$

и уравнение годографа запишется в виде

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2 - 4hx \sin \varphi}$$

Это уравнение гиперболы с минимумом над мнимым пунктом возбуждения.

Если положить $x=0$, то время t_0 над точкой возбуждения колебаний (началом координат) окажется равным

$$t_0 = \frac{2h}{V}$$

При горизонтальном залегании границы R , то есть при равенстве угла φ нулю уравнение годографа отраженной волны примет вид

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2}$$

В этом случае точка минимума гиперболы окажется над пунктом возбуждения, тогда как при наклоне границы R она смещается в сторону восстания отражающей поверхности.

Поверхностный (пространственный) годограф ОВ нетрудно получить вращением гиперболы относительно вертикальной оси симметрии (параллельной оси времени), проходящей через точку O_1 (рис.47а). Полученная фигура называется *гиперболоидом вращения*.

Годограф преломленной волны в системе OTB также нетрудно вывести, однако мы дадим его запись в готовом виде, а тех, кто затрудняется сделать самостоятельный вывод, адресуем к учебникам в списке литературы.

$$t = \frac{2h}{v_1} \cos i + \frac{x}{v_1} \sin i \pm \varphi = \frac{2h}{v_1} \cos i + \frac{x}{v_2},$$

где $v_2 = \frac{v}{\sin i + \varphi}$ в сторону падения границы, и $v_2 = \frac{v}{\sin i - \varphi}$ в сторону ее восстания. V_2 ,

то есть скорость скользящей вдоль границы преломленной волны будет равна кажущейся скорости, а кажущиеся скорости по восстанию и падению будут различаться. V_2 соответствует граничной скорости V_2 если толща 2 однородная и изотропная, в противном случае V_2 - как скорость движения волны вдоль напластования (волна бежит в одном и том же слое, подстилающем границу R) не совпадает с V_2 , характеризующей осредненные свойства среды 2. Приведенное выше уравнение показывает, что *линейный продольный годограф преломленной волны представляет собой две прямолинейные ветви, которые будучи продолженными до пересечения с осью времени t пересекутся в одной точке t_0* (Рис 48).

Если преломляющую границу считать горизонтальной, то есть положить $\varphi=0$, годограф преломленной волны примет вид

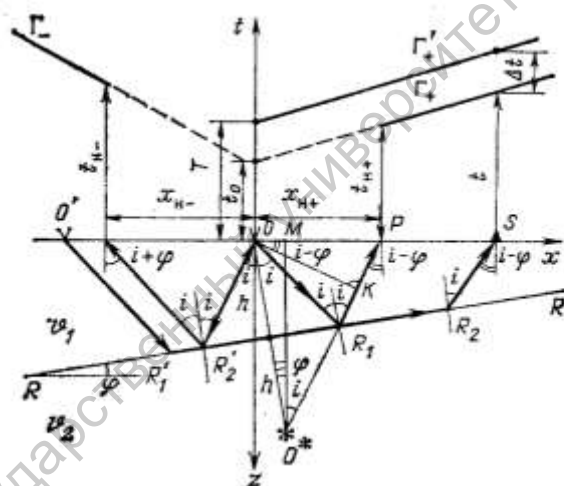


Рис.48. Годограф головной (преломленной) волны (плоская преломляющая граница, однородная покрывающая среда)

$$t = \frac{2h}{v_1} \cos i + \frac{x}{v_1} \sin \varphi = \frac{2h}{v} \cos i + \frac{x}{v_2}$$

Геометрически это будут две симметричные ветви, исходящие из t_0 с одинаковыми значениями x начальных точек выхода и с одинаковыми значениями времени $t_{n_1} = t_{n_2}$ в этих начальных точках.

В кинематической теории распространения волн рассматриваются и исследуются уравнения годографов всех перечисленных выше и иных волн, свидетельствующие об их существенных отличиях, что является основанием для выбора (селекции) этих волн, когда возникает такая необходимость. Определенные возможности такого выбора можно проиллюстрировать, рассмотрев вопрос о соотношении годографов основных типов волн, используемых в сейсморазведке: отраженных, преломленных и прямых все для той же простой двухслойной модели

среды и для того же простого двумерного (плоского) случая. Для еще большей простоты положим, что отражающая (преломляющая) поверхность R горизонтальна (Рис.49).

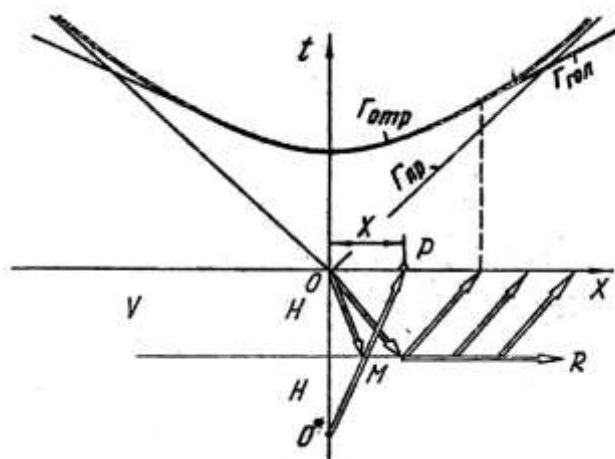


Рис.49. Соотношение годографов основных типов волн.

Выпишем уравнения годографа всех трех, показанных на рис. 49 волн

$$1) \quad t_{\text{прям}} = \pm \frac{x}{v_i}$$

$$2) \quad t_{\text{отр}} = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4h^2}$$

$$3) \quad t = \frac{2h}{v_1} \cos i + \frac{x}{v_1} \sin \varphi = \frac{2h}{v} \cos i + \frac{x}{v_2}$$

Чтобы уяснить соотношение годографов прямых и отраженных волн, устремим в выражении для $t_{\text{отр}}$ $x \rightarrow \infty$. Тогда любым конечным числом в том числе h (и $4h^2$) в сравнении с ∞ можно будет пренебречь. Следовательно $t_{\text{отр}} \rightarrow t_{\text{прям}}$, откуда можно заключить, что на бесконечности эти годографы сходятся, неограниченно сближаются. То есть асимптотой годографа отраженной волны (гиперболы) является годограф прямой волны (прямая). Такое соотношение называется асимптотическим приближением.

Чтобы уяснить соотношение годографов отраженной и преломленной волн, рассмотрим на рис.49 ситуацию вблизи падения волны под критическим углом. Очевидно, что последний докритический луч отраженной волны и самый первый луч головной практически совпадают (отличаются на бесконечно малую), значит и времена годографов отраженной и преломленной волны будут одинаковыми. Такой случай, когда кривая (гипербола – годограф OB) и прямая (годограф преломленной волны) имеют общую точку называется в геометрии касанием. Итак, годограф прямой волны в точке $t_{\text{нач}}$ касается годографа OB . Наконец, соотношение годографов прямой и преломленной волн – пересечение. Именно так классифицируется случай, когда две прямые на плоскости (плоскости годографа x, t) имеют общую точку. Нетрудно определить координаты этой точки, для чего необходимо приравнять правые части уравнения 1 и 3 положив $x = x_1$.

$$\frac{x_1}{v_1} = \frac{2h}{v_1} \cos i + \frac{x_1}{v_1} \sin i, \text{ отсюда } x_1 = 2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}, \text{ то есть точка пересечения лежит на рас-}$$

стоянии от начала координат как минимум в два раза больше, чем глубина h исследуемой границы раздела R . Какие же практические выводы можно сделать из рассмотренного соотношения годографов? Их три.

1) **Область, примыкающая к источнику (вплоть до места сближения годографов всех трех волн) – это область работ методом МОВ.** Здесь регистрации отраженных волн не мешают головные (они регистрируются на бо́льших удалениях), а от прямых волн отраженные отделены достаточно большим промежутком времени Δt (если граница залегает на глубине более 200-300 м) и прямые волны успевают уйти от регистрирующих приборов. При мелком залегании такого промежутка Δt не будет и отраженные волны не удастся проследить уверенно.

2) **область больших удалений от источника ($>2h$)- это пространство, благоприятное для применения МПВ,** поскольку преломленные волны регистрируются здесь в первых вступлениях, то есть приходят раньше всех других видов колебаний. Известно, что одной из главных задач, для решения которой применяется методика МПВ, является картирование рельефа поверхности кристаллического фундамента платформенных территорий. Глубина залегания фундамента на территории Восточно-Европейской платформы обычно не превышает 2,5-3 км. Это значит, что для регистрации первых вступлений преломленных волн от поверхности фундамента надо уходить на расстояние более 6-7 км от источника. В то же время, в Прикаспийской впадине, где глубины залегания фундамента оцениваются в 20-25 км, удаление должно составить более 50 км.

3) В области, где сближаются годографы всех волн и регистрируется очень сложная их интерференция (наложение), заниматься сейсмической разведкой вообще не рекомендуется.

Таким образом, рассмотренный вопрос о соотношении годографов основных типов волн приобретает отчетливое методическое значение и практический смысл.

Годографы отраженных волн в системе ОСТ (ОГТ).

Система *ОГТ* предполагает, что регистрация отраженных волн (*ОВ*) осуществляется в точках приема x_1, x_2, x_3 и т.д., расположенных по отношению к источникам O_1, O_2, O_3 и т.д. так, как если бы граница R залегала горизонтально и выполнялась бы схема распространения волны от общей точки $R_{огт}$, находящейся на этой границе (Рис .59).

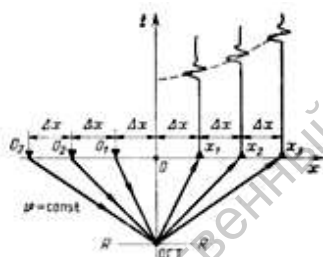


Рис.59.Схема лучей при получении годографа ОГТ.

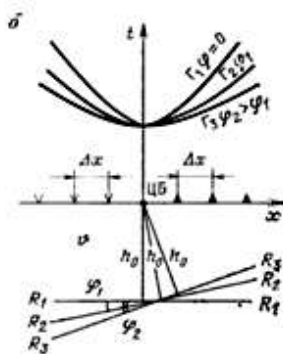
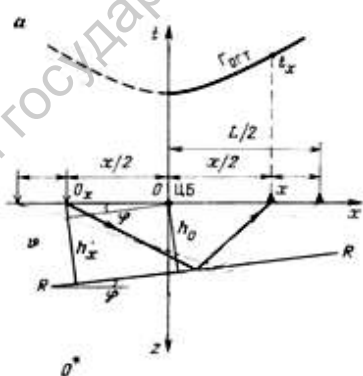


Рис.60.Годографы ОГТ:
а - в случае с наклонной отражающей границы;
б - при разных углах наклона ϕ отражающей границы.

Годограф так как для Годограф О началом будет точка ЦБ (центр базы) расположенная на середине расстояния между источником О и приемником S (рис.60).

Уравнение годографа *ОВ* в системе *ОТВ* записывается, как мы помним, в виде

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2 - 4hx \sin \varphi}$$

Если положить $h = h_0 + \frac{x}{2} \sin \varphi$, где h_0 – глубина границы по нормали под точкой ЦБ (новым началом координат), то

$$t_{OГТ} = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 \cos^2 \varphi + 4h_0^2}$$

Из рисунка видно, что данное выражение получено для двухслойной модели среды. Исследование показывает, что в этом случае *годограф ОГТ* – $t_{OГТ}$ представляет собой гиперболу, симметричную относительно оси времени t , с минимумом над точкой ЦБ. Этот годограф будет всегда симметричным относительно оси t , а кривизна его зависит только от угла φ , и не зависит от знака угла. С увеличением φ годограф выполаживается (Рис.60б).

Обозначим $\frac{V}{\cos \varphi}$ через $V_{OГТ}$. Перепишем с учетом этого уравнение годографа $t_{OГТ}$ в виде

$$t = \sqrt{\frac{4h_0^2}{V^2} + \frac{x^2 \cos^2 \varphi}{V^2}} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{OГТ}^2}}$$

Получили уравнение, аналогичное уравнению обычного продольного годографа однократной ОВ в системе ОТВ для двухслойной среды с $\varphi=0$ (границы горизонтальна), но параметр его уже не V , а $V_{OГТ}$ – фиктивная скорость, зависящая от φ и стремящаяся к ∞ , когда $\varphi \rightarrow 90^\circ$ и равная скорости V в однородной среде, если граница горизонтальна. Таким образом, для аппроксимации наблюдаемого годографа ОГТ (в многослойной среде) гиперболой необходимо подобрать удовлетворяющее данному t_0 значение $V_{OГТ}$, определяемое как $\frac{V}{\cos \varphi}$, то есть осуществить выбор подходящей теоретической гиперболы.

При наклонном залегании условие отражения от общей точки не выполняется. Точка расплзается на площадку, залегающую под углом φ , отражения от которой условно приписывают точке O' – проекции ЦБ на нормаль к границе. Длина площадки ΔL , как показывают специальные исследования, равна $\Delta L = \frac{x^2}{8h_0} \sin^2 \varphi$. При $\varphi < 10^\circ$ отношение $x/h_0 < 0,5$, а длина площадки ΔL не превышает 0,05 от длины базы возбуждение-прием.

Особенности кинематики волн в средах с криволинейными границами раздела.

Выявленные особенности кинематики различных волн относились к моделям двухслойной среды с плоской границей раздела. Во многих случаях такое упрощенное представление о форме границ вполне приемлемо – например, при изучении осадочных толщ на платформенных территориях. Однако, при работах в межгорных депрессиях или даже в платформенных регионах, но с развитой солянокупольной тектоникой, то есть в районах, отличающихся криволинейностью отражающих и преломляющих поверхностей, кинематика волн существенно искажается.

Рассмотрим простой пример. Пусть отражающая граница представляет собой элемент дуги окружности с центром на поверхности наблюдений и пусть в этом центре находится источник возбуждения колебаний.

Нетрудно убедиться, что в этом случае лучи (если среда однородная) геометрически будут радиусами этой окружности и при отражении сфокусируются в точке возбуждения O . При этом *годограф отраженной волны вырождается в точку* (рис.50а).

Если отражатель – окружность с центром – источником и этот источник находится на некоторой глубине под поверхностью наблюдений годограф ОВ будет представлять собой гиперболу, но с обратным соотношением абсцисс точек отражения и точек выхода лучей на поверхность: правая ветвь гиперболы будет отвечать левой стороне дуги отражательного элемента, а левая – правой, причем все отраженные лучи будут проходить через точку ПВ (центр окружности) – фокусироваться в ней.

Еще одно упрощение нашей модели, с которым придется распрощаться, стремясь приблизиться к объективной реальности – это ее двухслойный характер. Реальные среды **многослойные**. В многослойной среде каждый падающий и отраженный лучи преломляются на промежуточных границах в соответствии с законом Снеллиуса. Рассмотрим вновь самый простой пример многослойной среды, когда покрывающая разведываемую границу R_2 среда состоит из двух слоев мощностью h_1 и h_2 со скоростями V_1 и V_2 (рис. 52). Уравнения линейного продольного годографа отраженной волны для такой модели можно записать в параметрической форме для произвольного луча, выходящего из источника под углом α_1 :

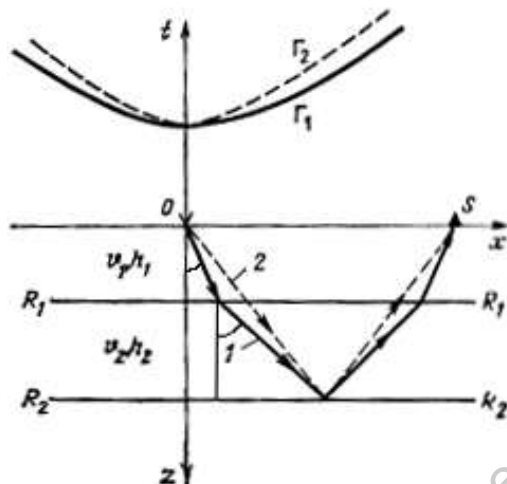


Рис.52. Годографы отраженной волны в случае горизонтально-слоистой среды

$$t = 2 \left(\frac{h_1}{v_1 \cos \alpha_1} + \frac{h_2}{v_2 \cos \alpha_2} \right);$$

$$x = 2 h_1 \operatorname{tg} \alpha_1 + h_2 \operatorname{tg} \alpha_2$$

При замене x на $-x$ и α на $-\alpha$ правые части в приведенных уравнениях не изменятся, то есть годограф будет представлять собой симметричную относительно оси t функцию. В точке $x=0$, $V^*=\infty$ (вертикальный подход волны), при возрастании x - V^* монотонно убывает. Все это говорит о безусловном сходстве зависимости t от x с гиперболической, установленной для двухслойной модели.

В то же время, строгое исследование показывает, что это не гипербола, а более пологая кривая, которая ближе всего к параболе с минимумом в точке $x=0$ (при горизонтальном залегании границ).

Попробуем сопоставить рассматриваемый годограф с годографом отраженной волны от той же границы R_2 , но с заменой слоистой среды на однородную **со средней скоростью V_{cp}** (пунктирная кривая на рис. 52), причем это не арифметическое среднее из V_1 и V_2 , а более сложная функция, определяемая как *частное от деления общего пути, пройденного волной на общее время, затраченное ею на этот пробег*. Причем имеется в виду пробег по центральному лучу, то есть по нормали к границе

$$v_{cp} = \frac{S_{общ}}{t_{общ}} = \frac{h_1 + h_2}{\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2}}$$

Такую скорость можно найти при наблюдениях во внутренних точках среды (в скважине), проведя специальный вид исследований в скважине, называемый **сейсмокаротажом**.

Очевидно, что в точке $x=0$ времена по обоим годографам совпадают, то есть

$$t_0 = \frac{2 h_1 + h_2}{v_{cp}} = 2 \left(\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} \right)$$

Понятно также, что теоретический годограф с параметром V_{cp} будет представлять собой гиперболу (поскольку слоистая среда заменена однородной и трехслойная модель тем самым трансформирована в двухслойную). По мере увеличения расстояния x возрастет разность времен сопоставляемых годографов (волна стремится пройти больший путь со скоростью V_2), причем годограф, полученный с учетом слоистости (на рис 30 – непрерывная кривая) располагается ниже пунктирной теоретической кривой для однородной среды. Различие времен годографов тем больше, чем больше отклонение действительных падающего и отраженного лучей от прямолинейных отрезков, что зависит от соотношения скоростей V_1/V_2 , толщин h_1/h_2 и расстояния x . Такая закономерность выдерживается для всех горизонтально слоистых сред, независимо от характера чередования пластов. Это следует из принципа Ферма: действительно, путь по ломаной прямой удовлетворяет принципу минимума времени.

Таким образом все годографы ОВ при небольшой протяженности (в сравнении с глубиной исследуемой границы) трактуются как гиперболы - в области, примыкающей к ПВ, годограф Γ_2 может быть аппроксимирован гиперболической (эффективной) кривой, совпадающей с Γ_2 в пределах определенной погрешности. То есть реальный годограф может быть «заменен» годографом волны, как бы отраженной от границы на глубине $H_{эф}$ (эффективная глубина), покрытой однородной средой $V_{эф}$ (эффективная скорость).

$$t = \frac{1}{V_{эф}} \sqrt{x^2 + 4h^2},$$

где $V_{эф}$ – параметр эффективной гиперболы. Таким образом, по наблюдаемому годографу может быть вычислена скорость $V_{эф}$ по приведенной формуле в предположении, что этот годограф – гипербола. Очевидно, что $V_{эф} \geq V_{cp}$. Различие мало вблизи ПВ и когда отношение этих скоростей мало отличается от единицы (среда, недифференцированная по скорости).

$$t_0 = \frac{2h_1 + h_2}{V_{cp}} = \frac{2h_{эф}}{V_{эф}}$$

Так как $V_{эф} \geq V_{cp}$, значит и $h_{эф} \geq h_1 + h_2$

$$t = \frac{1}{V_{эф}} \sqrt{x^2 + 4h_{эф}^2}$$

Возможности определения скоростной характеристики среды в виде $V_{эф}$ и реальная близость последней к V_{cp} является чрезвычайно важным в практическом отношении достоинством сейсморазведки и выгодно отличает ее от других методов геофизики, где такие возможности отсутствуют. Действительно, по полевым данным одной только гравиразведки нельзя определить плотность, по магнитным – магнитную восприимчивость и намагниченность и пр.

С помощью изложенного подхода, то есть, подставляя в гиперболическое уравнение реальные времена с наблюдаемого годографа, мы последовательно определим эффективные (средние) скорости для всей толщи, покрывающей каждую следующую отражающую границу. А по скоростям и времени получим возможность оценить структурные конфигурации отражающих границ и выявить в их рельефе объекты поиска. Необходимо отметить, что с увеличением глубины залегания границ мы будем наблюдать уменьшение крутизны годографов, отраженных от них волн, их последовательное выполаживание – приближение к форме самой границы отражения.

Особенности годографов ПВ в случае горизонтально слоистой среды.

Применительно к такой модели условие образования преломленных волн $V_2 > V_1$ следует, казалось бы, переписать в виде $\sin i_{кр} = \frac{V_2}{V_3}$. Но теперь это условие необходимое, но не достаточное. Оно может быть выполнено только при определенном соотношении между V_1 , V_2 и V_3 .

Из закона Снеллиуса следует, что $\frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{\sin i}{V_2} = \frac{1}{V_3}$.

Отсюда можно записать, что $\frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{1}{V_3}$. То есть $\sin \alpha = \frac{1}{V_3}$

Таким образом, необходимо, чтобы и V_1 , и V_2 были меньше V_3 , а в случае с многослойными моделями с n слоями

$V_n > V_k$ для любых $k < n$.

Серию годографов преломленных волн для многослойной модели среды с последовательно возрастающими скоростями можно видеть на рис. 56.

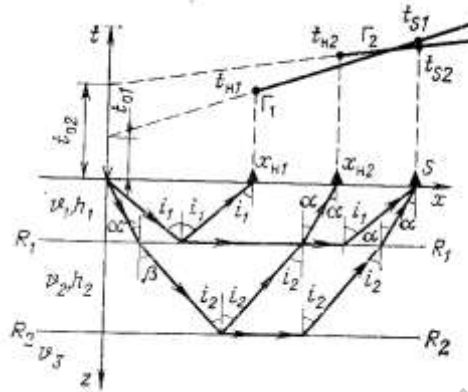


Рис.56.Годографы головных волн в случае горизонтально-слоистой среды.

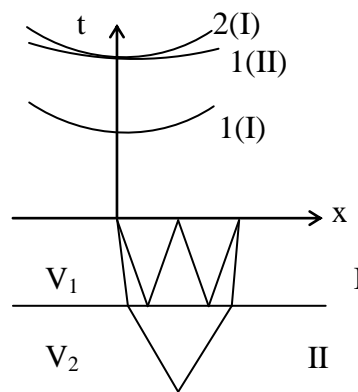
Эта серия представляет собой ломаную прямую, образованную пересекающимися прямолинейными (поскольку преломляющие границы плоские) отрезками, каждый из которых соответствует выходу в первые вступления очередной преломленной волны. С возрастанием глубины границы область выхода волны в первые вступления все больше удаляется от источника.

В учебной литературе можно познакомиться с особенностями других волн (дифрагированных, кратных и т.п.) и убедиться, что все они характеризуются различной кинематикой, то есть их годографы отличаются друг от друга.

Кинематические особенности кратных волн

Каковы особенности кратных волн? По динамике они мало отличаются от однократных – могут быть и более высокочастотными и более низкочастотными и такими же. По кинематике отличия есть, но не такие существенные, как для поверхностных волн. Кратные волны – это, как уже говорилось, волны, испытавшие не один акт отражения от одной границы. Причем схемы распространения кратных волн могут быть самые различные (рис.44)

Упомянутые отличия наблюдаются тогда, когда скорости с глубиной возрастают (как это обычно бывает). Соотношение годографов кратных и однократных волн в системе OTB для случая, когда отражающие границы залегают горизонтально можно видеть на рис.58.



Заметим, что одновременно с волнополюсе, то есть V^*

Рис. 58. Соотношение годографов кратных и однократных волн.

регистрироваться кратной годографой отойти от $ПВ$. В

случае наклонной границы минимумы гипербола смещаются в сторону восстания, причем для кратных эти смещения больше.

Аналитические различия таковы: уравнение годографа волны первой кратности от первой границы

$$t_{1(x)} = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2 \pm 4hx \sin \varphi}, \text{ а волны второй кратности от нее же}$$

$$t_{2(x)} = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h_2^2 \pm 4h_2x \sin \varphi_2}, \text{ где } h_2 = 2h \cos \varphi; \varphi_2 = 2\varphi. \text{ Обобщая на случай } n \text{ границ по-}$$

лучим $h_n = h \frac{\sin n\varphi}{\sin \varphi}; \varphi_n = n\varphi.$

Смещения минимумов: для однократной - $h/\sin \varphi$, двукратной - $h_2/\sin 2\varphi$, m -кратной - $h_m/\sin(m\varphi)$

Для волны первой кратности от второй границы уравнение времени по своей структуре будет таким же как $t_{1(1)}$, но с заменой V на $V \cos \varphi$ и H на $H \cos \varphi$.

В системе ОГТ годографы кратно-отраженных волн имеют форму гипербола, вершины которых расположены в точке ОСТ (ЦБ), а кривизна определяется параметром

$$V_{\text{МОГТ}} = V / \cos(m\varphi)$$

Кривизны гиперболических годографов (или близких кривых) на сейсмограммах ОГТ различны. Годографы кратных волн, как правило, имеют большую кривизну, чем однократных. Это обусловлено тем, что скорости с глубиной возрастают и получается, что кратные отражения совершают свой пробег в относительно низкоскоростной среде. Таким образом, только на сейсмограммах ОГТ все рассиотренные волны имеют годографы (в основном, гиперболы) симметричные относительно ОСТ (ЦБ). Различие волн на сейсмограммах ОГТ выражается только в разной кривизне их годографов. Это обстоятельство используется в методе ОГТ.

Тем не менее, в целом такая форма отображения геологии как годограф далека от реальности. Кроме этого, нельзя не отметить, что годографы сильно искажаются влиянием верхней части разреза – рельефом местности, изменчивостью ЗМС и пр. Куда более удобной с точки зрения геологического прочтения сейсмической информации формой ее представления является **временной разрез**. Для получения временного разреза из совокупности сейсмограмм необходимо ввести в записи специальные поправки.

Статические и кинематические поправки. Временной разрез МОВ.

Для устранения искажений, связанных с влиянием верхней неоднородной части разреза во времена регистрации волн вводят поправки, называемые **статическими**. **Поправка называется статической, так как ее величина не зависит от времени регистрации волны, а величина этой поправки в фиксированной точке приема для всей данной сейсмотрассы (то есть для любой волны и от мелких и от глубоких границ) есть величина постоянная, определяемая исключительно позицией сейсμοприемника x .** Введением статической поправки времена регистрируемых волн приводят к некоей горизонтальной поверхности (линии приведения), обычно выбираемой ниже поверхности Земли. **Статическая поправка $\Delta t_{ст}$ складывается из поправок за пункт приема и пункт взрыва (если источник взрыва в скважине глубже подошвы ЗМС).** Принцип расчета статической поправки пояснит рис.53

$$\Delta t_{ст} = \Delta t_{пр} + \Delta t_{взр}$$

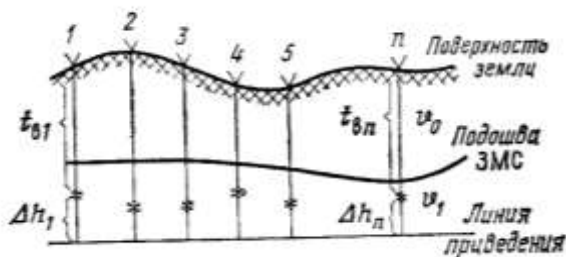


Рис.53. Расчет статических поправок. Точками * показана глубина заложения заряда.

где Δt_e – вертикальное время в точке приема, $\Delta h_{вз}$ – расстояние от точки взрыва до линии приведения на пункте приема.

После ввода статических поправок остаются искажения времен сейсмических волн, вызванные неучтенными изменениями скорости в горизонтальном направлении и другими причинами. Для их устранения на этапе обработки записи осуществляют процедуры коррекции статических поправок. Очевидно, что для ввода статических поправок необходимо детально изучить строение ВЧР, определить высотные отметки точек наблюдения и т.п. С этой целью проводят специальные работы по изучению ВЧР – в скважинах, пробуренных глубже подошвы ЗМС, делается обращенный микросейсмокаротаж (МСК), а на дневной поверхности выполняются наземные работы методом преломленных волн (МПВ).

Помимо статических поправок в записи МОВ вводят еще и **кинематические** поправки – для спрямления гиперболических годографов отраженных волн и преобразования их в линии t_0 . Идея ввода кинематических поправок иллюстрируется рисунком 54а на примере с горизонтальным залеганием отражающей границы.

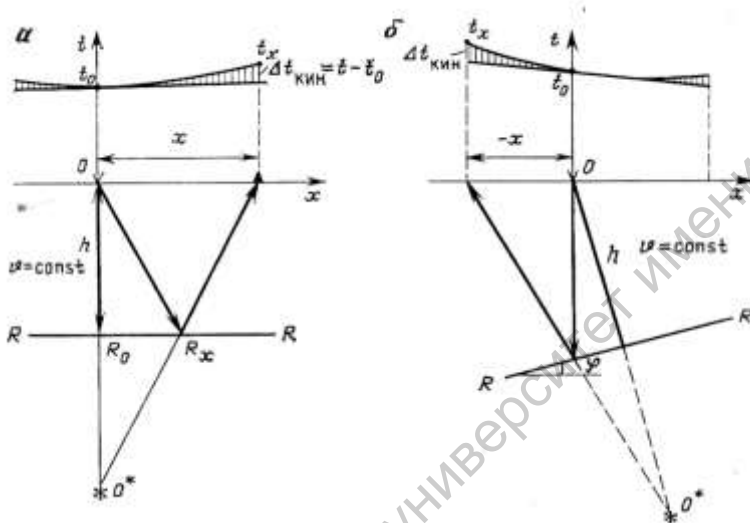


Рис.54. Расчет кинематической поправки $\Delta t_{кин}$ в годограф отраженной волны: а – при горизонтальной границе ($\varphi=0$); б – при наклонной границе.

Разница времен Δt_x (в точке регистрации с абсциссой x) и Δt_0 (в точке $x=0$) называется кинематической поправкой для точки x

$$\Delta t_k = t_x - t_0$$

$$t_x = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2}; \quad t_0 = \frac{2h}{v}$$

Возьмем в начале разность Δt_x^2 и Δt_0^2

$$\Delta t_x^2 - \Delta t_0^2 = \frac{x^2}{v^2} + \frac{4h^2}{v^2} - \frac{4h^2}{v^2}$$

То есть, $(t_x - t_0)(t_x + t_0) = \frac{x^2}{v^2}$, откуда следует, что $t_x - t_0 = \frac{x^2}{(t_x + t_0)v^2} \approx \frac{x^2}{2t_0v^2}$.

Таким образом, $\Delta t_k = \frac{x^2}{2t_0v^2}$

Это справедливо, потому что $t_0 \gg \Delta t$, то есть нормального относительно t_0 приращения времени вдоль годографа в точке t_x . Исправленное время соответствует двойному времени про-

бега волны вдоль луча, нормального к границе в точке отражения Rx , абсцисса которой $\frac{x}{2}$. То есть *внести кинематическую поправку - это значит уменьшить времена пробега в каждой точке x на время Δt_k , то есть спрямить годограф, и сжать масштаб изображения вдвое, то есть «пересадить» точки с абсциссой x в точки с абсциссой $\frac{x}{2}$* . Тем самым гиперболический годограф преобразуется в горизонтальную прямую $t_0 = const$ с точкой касания исходного годографа на времени t_0 . В масштабе $(t_x - \Delta t_k), \frac{x}{2}$ спрямленный годограф представляет элемент линии Δt_0 от того же участка границы, от которой получен исходный гиперболический годограф. Таким образом, при постоянной скорости в толще, где распространяется волна и при горизонтальном залегании отражающей границе в плоскости годографа получаем (в виде упомянутого элемента линии t_0) адекватное отображение отражающего элемента (участка границы

$$R\left(-\frac{x}{2}, +\frac{x}{2}\right).$$

Поправка Δt_k , как видно из полученной формулы, зависит не только от x , но и от времени регистрации отраженной волны. Поэтому она называется кинематической. Для расчета кинематической поправки необходимо знать скорость V (среднюю или эффективную). Исследования показывают, что в случае наклонной отражающей границы при небольших (до $5 - 7^\circ$) углах φ в годографы можно вводить кинематические поправки, рассчитываемые по той же формуле (Рис.54б), а при больших углах поправка должна быть изменена на величину $\Delta t_k \cdot \sin^2 \varphi$. Совокупность записей (трасс) с введенными кинематическими и статическими поправками образуют временной сейсмический разрез – форму представления, аналогичную глубинному геологическому разрезу, но в масштабе времени.

Временной разрез представляет собой адекватное отображение разреза глубин, если отражающие границы горизонтальны, а скорости в толщах, покрывающих границы, постоянные. В реальных средах скорости $V = f(x, y, z)$, поэтому полной адекватности нет. Обычно V с глубиной растет и, следовательно, углы наклона линий t_0 с увеличением времени уменьшаются («выползаживание»). Другая особенность разрезов t_0 – их искажение за счет сейсмического сноса. Только в случае $\varphi = 0$ абсциссы точек отражения на временных и глубинных разрезах совпадают, то есть сноса нет. При наклонных границах совпадений нет. Абсцисса x точки отражения на временном разрезе – это абсцисса точки пересечения нормального к отражающей границе луча с профилем наблюдения, тогда как абсцисса той же точки отражения на глубинном разрезе находится в основании этого луча. Если отражающая граница имеет сложную криволинейную форму, линия t_0 приобретает сложные очертания. Причем, на синклиналичных участках образуются петли (рис.55).

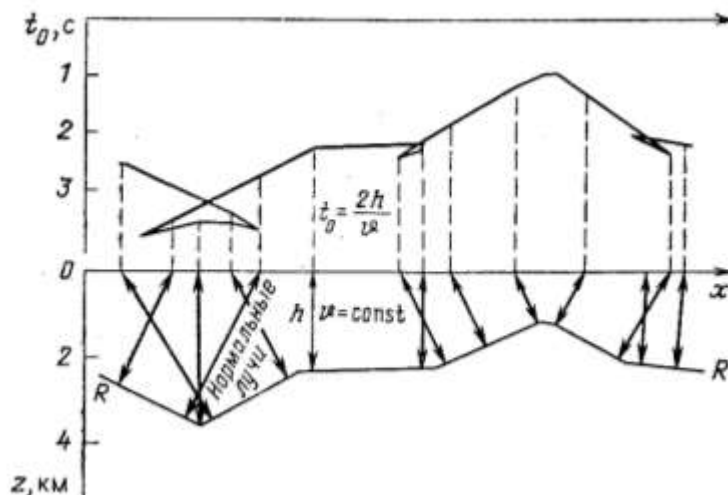


Рис.55. График времен отражения t_0 от сложной криволинейной границы.

Поэтому временные разрезы необходимо исправлять – осуществлять *миграционное преобразование*.

Временной разрез ОГТ.

Для того, чтобы получить временной разрез *ОГТ* необходимо проделать следующие операции:

1. Ввести статические поправки (еще более тщательно, чем в системе *ОТВ*, поскольку предстоит последующее суммирование записей).
2. Для спрямления годографа *ОГТ* ввести кинематическую поправку по формуле

$$(\Delta t_k)_{ОГТ} \approx \frac{x^2}{2t_0 V_{ОГТ}^2} \approx \frac{x^2 \cos^2 \varphi}{2t_0 V^2}$$

При этом годограф трансформируется в горизонтальную прямую $t_0(x) = const$ – то есть определяет время пробега только из общей точки отражения, лежащей на пересечении границы с нормалью, опущенной из *ЦБ* на эту границу.

3. Это обстоятельство позволяет осуществить *горизонтальное накапливание сейсмозаписей*, зарегистрированных на базе приема *ОГТ*, путем их суммирования с введенной кинематической поправкой. В результате получается одна *суммотрасса*, относящаяся к одной общей точке (из всего составного годографа). **В целом временной разрез *ОГТ* образует совокупность таких накопленных записей *ОГТ* (суммотрасс), которые относятся к центрам соответствующих баз *ОГТ*.**

4. В годографы кратных волн *ОГТ* вводятся те же Δt_k , что и в однократные при том же t_0 , то есть поправки меньшие, чем надо было бы для спрямления этих годографов. В итоге эти годографы трансформируются тем самым в кривые (а не прямые), которые называются остаточными годографами кратных волн. Тем самым, при суммировании кратных волн образуются фазовые сдвиги, то есть кратные волны ослабляются в сравнении с однократными. Подчеркнем, что эффект ослабления возникает только в том случае, если скорости с глубиной возрастают и годографы однократных волн отличаются меньшей крутизной, чем годографы кратных.

5. Если отражающие границы являются криволинейными, то на временных разрезах *ОГТ* возникают участки с отрицательными V^* , петли и прочие описанные при рассмотрении годографов *ОТВ* явления. Еще более сложные волновые картины регистрируются на профилях, проложенных не вкрест простирания отражающим границам, то есть тогда, когда волны распространяются в невертикальных плоскостях. Такие волны называют *боковыми*. Это усложнение происходит из-за неучета сейсмического сноса. Поэтому **необходимо осуществлять миграционное преобразование временных разрезов *ОГТ***. На профилях, идущих вкрест простирания может быть осуществлена двухмерная миграция. Тем самым достигается перемещение точек выхода луча в истинные точки отражения, в результате чего петли «развязываются» и ликвидируется рождаемая ими интерференция. В остальных случаях необходимо проводить объемную (пространственную) сейсморазведку 3Д и трехмерную миграцию.

Лекция 11. Методика сейсморазведки.

Рассмотренные элементы теории сейсморазведки (теории годографа) дают возможность уяснить, что решение задач сейсморазведки в принципе возможно, поскольку существуют различия в годографах разных волн (кинематические различия) и надо только выделить из всего спектра регистрируемых колебаний нужные, полезные, то есть, говоря профессиональным языком, **максимизировать отношение сигнал-помеха**: $\frac{A_c}{A_n} \rightarrow \max$ (здесь A_c - амплитуда сигнала, A_n - амплитуда помехи). Это и есть **основная методическая задача практической сейсморазведки**. Сквозь призму этой задачи (этого соотношения) рассматриваются все стадии сейсморазведочного процесса, и на каждой делается все возможное для обеспечения этого максимума. Таких стадий всего 4:

- 1) возбуждение колебаний,
- 2) регистрация волн,
- 3) обработка и преобразование записей колебаний,
- 4) интерпретация волновой картины.

Ознакомиться коротко с тем как это делается можно применительно к основному методу сейсморазведки – МОВ.

Возбуждение сейсмических колебаний.

В современной сейсморазведке используется два способа возбуждения колебаний: взрывной и невзрывной.

Взрывное возбуждение.

Применительно к взрывному способу Б.И.Беспятовым развито учение об оптимальных условиях возбуждения. Под оптимальными условиями понимается такой минимальный по весу заряд, который будучи размещен на оптимальной глубине гарантирует достижение необходимого сейсмического эффекта, то – есть поучение записи необходимой длины и интенсивности.

Известно, что чем меньше вес заряда, тем «чище» спектр возбуждаемых колебаний, так как возбуждается меньше поверхностных волн-помех. Согласно эмпирической формуле Шарпа амплитуда колебания A связана с весом заряда Q следующим соотношением: $A=b \cdot Q^m$.

Для больших зарядов $m=0.2-0.5$, для малых $m=1-1.5$.

В итоге при малых зарядах спектр возбуждаемых колебаний обогащен высокочастотными составляющими, а это обеспечивает повышение **разрешающей способности сейсморазведки**. Недаром современная высокоразрешающая сейсморазведка основана исключительно на использовании небольших зарядов (до 1 – 1,5 кг). В качестве взрывчатого вещества (ВВ) используются тротиловые шашки весом 0,4 кг. Заряд помещается в специально пробуренной взрывной скважине и укупоривается водой или буровым раствором.

Чтобы вывести полезный сигнал в высокочастотную область, необходимо также выбирать для возбуждения пласты, где отношение скоростей V_s/V_p было бы максимальным.

Использование зарядов большого веса (более 5 кг) приводит к тому, что значительная доля энергии взрыва уходит на разрушение породы (образование камуфлета) и неупругие деформации. В то же время малые заряды не всегда позволяют получить необходимый сейсмический эффект. Если сейсмический эффект от заряда малого веса недостаточен, то используют групповой источник или технологию последовательного суммирования малых взрывов (накапливание).

Считается, что **оптимальная глубина погружения заряда** $h_{opt} = h_{змс} + 1/4\lambda$, где λ – длина прямой волны в коренных породах. То есть заряд надо поместить под зону малых скоростей в плотные увлажненные коренные породы. Такое условие определяется исходя из интер-

ференции полезной волны с волной-спутником. При соблюдении этого условия они суммируются синфазно, то есть время запаздывания Δt спутника по отношению ко времени регистрации полезной волны равно нулю.

$$\Delta t = \frac{1}{4}\lambda + \frac{1}{4}\lambda - \frac{1}{2}\lambda$$

Это соотношение иллюстрируется ходом лучей на рис 44в.

Потеря полуволны связана с тем, что при отражении от акустически более слабой среды (то есть от подошвы ЗМС) на фронте отраженной волны появляется зона растяжения вместо зоны сжатия.

Невзрывное возбуждение.

Здесь существует два способа – *импульсный и вибрационный*.

В газодинамическом импульсном источнике используется идея детонации газовой смеси (кислорода и пропана) в камере, имеющей контакт с грунтом. Воздействие эквивалентно взрывному источнику порядка 200 грамм тротила. То есть это весьма слабое воздействие. Поэтому осуществляют накопление таких воздействий. Количество воздействий в существующих установках без пополнения запаса газа доходит до 800. Минимальное время между воздействиями составляет 6-12 сек. Общая масса установки 11,2 тонны, она транспортируется на автомобилях типа Урал - ЗИС.

Однако, основным источником невзрывного типа является в настоящее время вибрационный. *Используется вибрационный источник с изменяющейся частотой и амплитудой*. Он передает вибрации на опорную плиту, имеющую контакт с грунтом. Квазигармонический сигнал посылается в течение длительного времени t (от 6-8 до 20 сек, а иногда и больше) с меняющейся частотой (*сви́п-сигнал*). Падающая волна записывается в виде

$$F_{\Sigma} = A \sin \left[2\pi \left(f_0 + \Delta f \frac{t}{T} \right) t \right]$$

Частота меняется от f_0 (в начальный момент) до $f_0 + \Delta f$ (при $t=T$). Большая длительность колебаний задается, чтобы суммарная энергия падающей волны была достаточно большой. Частоту f_0 выбирают на уровне 10 - 15 Гц, а $f_0 + \Delta f$ до 90-110 Гц. Чем меньше глубина исследований, тем выше должна быть начальная частота f_0 . Большая длительность сигнала приводит к тому, что записи из-за наложения волн становятся нечитаемыми. Поэтому *используется корреляционный прием* – извлечение коротких сигналов из длинного волнового пакета. Это достигается *сверткой** регистрируемой отраженной волны с опорным свип-сигналом. Функция взаимной корреляции $F_{\text{вк}}(t)$ принимает максимальное значение, как только сдвиг полевой записи оказывается равным времени пробега одной из волн, то есть когда колебание одной из волн, содержащихся в полевой записи совпадает по времени с колебаниями свип-сигнала. В итоге получаемая *виброграмма (коррелограмма)* становится достаточной разрешенной и мало отличается внешне от обыкновенной сейсмограммы..

Преимуществом невзрывных источников является их экологическая чистота и простота технологии (в сравнении с бурением), но по сейсмическому эффекту невзрывные источники пока уступают взрывным.

Регистрация волн.

* термин свертка на математическом языке означает, что вычисляется функция взаимной корреляции свипа

с отраженным сигналом по формуле $F_{\text{вк}} = \frac{1}{T} \int_0^T F_{\Sigma} \overline{F_{\Sigma}} + \tau dt$, где T – интервал времени, в течение которого

посылается свип-сигнал $F(t)$ - посылаемая волна (свип), а F_{Σ} – отраженная волна, τ – величина временного сдвига при перемножении сигналов, равная интервалу дискретизации сейсмозаписи - чаще всего 0,002 сек. Дискретизация – условие преобразования аналоговых записей в цифровую форму.

Регистрация волн осуществляется с помощью совокупности устройств, обеспечивающих прием, преобразование и запись сейсмических колебаний и составляющих *сейсмический канал*. Основные узлы канала – сейсмоприемник (геофон), усилитель и регистратор, причем, сейсмоприемники расставляются на поверхности Земли с определенным шагом Δx вдоль профиля (или по площади), а усилитель и регистратор объединяются в специальные блоки и размещаются в передвижной лаборатории, называемой сейсмостанцией. *Сейсмоприемник* (СП) преобразует механические колебания частиц среды в электрические сигналы. Смещения грунта на входе СП не превышают $10^{-6} \dots 10^{-7}$ мм, а на выходе СП электрические колебания иногда составляют доли микровольта. *Усилитель* обеспечивает его возрастание до уровня 120..140 дБ ($10^6 \dots 10^7$ раз). Усиленные сигналы подвергаются *частотной фильтрации* для подавления волн-помех. Усиленные и отфильтрованные сигналы поступают в аналого-цифровой преобразователь (АЦП), где превращаются в равномерную последовательность дискретных отсчетов, представленную в двоичном цифровом коде. Обычно каждому отсчету соответствует амплитуда, закодированная тремя байтами (24 бита) с плавающей запятой. Последним устройством канала является *регистратор* для записи колебаний на физический носитель, сохраняющий большой объем информации.

Для того чтобы реализовать преобразование непрерывного электрического сигнала в ряд мгновенных отсчетов амплитуд необходимо последовательно выполнить две операции - *дискретизацию* сигнала по времени и *квантование* по амплитуде (уровню). Дискретизация состоит в выборе амплитудных значений сигнала через равные интервалы времени Δt в моменты $t=k\Delta t$ ($k=0,1,2,\dots$). Интервал называют *шагом дискретизации*, а обратную величину – *частотой дискретизации* – циклической $f_d=1/\Delta t$ или круговой $\omega_d = 2\pi/\Delta t$. Важно оценить максимальное значение Δt , при котором обеспечивается восстановление непрерывного сигнала из дискретного с минимально допустимыми искажениями.

По *теореме Котельникова* временную функцию со спектром, ограниченным частотой f_z , можно восстановить точно по дискретным отсчетам, если частота дискретизации $f_d = 2 f_z$. Следовательно, при заданной частоте дискретизации f_d в спектре непрерывного сигнала не должно быть компонент, превосходящих *частоту Найквиста* f_N , равную половине частоты дискретизации

$$f_N = f_d/2 = 1/2 \Delta t$$

Невыполнение этого условия искажает восстановленный сигнал из-за наложения на него *зеркальных частот* f_z , вызванных побочными частями спектра дискретизированного сигнала, которые симметричны частоте Найквиста и превышают ее (*алайсинг*).

Мгновенные выборки (дискреты) аналоговых входных сигналов оцифровываются (кодируются) путем измерения их амплитуд с точностью, отвечающей ДД сейсмических колебаний. В настоящее время для целей кодирования в каждом канале используют индивидуальные стандартные 24-разрядные АЦП.

В современной сейсморазведке используют многоканальные системы регистрации с числом каналов от 100 и более. Различают линейную и телеметрическую аппаратуру

Линейная аппаратура, представленная сейсмостанциями, применяется в 2D сейсморазведке, когда наблюдения выполняются по отдельным профилям. Отличительная особенность сейсмостанции – все элементы, кроме СП, сконцентрированы в одном месте и подключаются прямо через многоканальный кабель на входы соответствующих усилителей записи. Такая аппаратура компактна и снабжена компьютером с целью диагностики СП, соединяющего кабеля, а также визуализации и первичной обработки информации. Число сейсморегистрирующих каналов станции обычно не превышает 200.

В отличие от 2D, в 3D сейсморазведке наблюдения выполняются одновременно в очень большом количестве точек на исследуемой площади. Аппаратуру 3D называют *телеметрической*, поскольку информация собирается с площади большим количеством датчиков, большая часть аппаратуры находится вне места регистрации информации, которая передается к месту регистрации в уплотненном цифровом виде по коаксиальному опто-волоконному кабелю или, реже, радиосвязи. Т.о. имеется *наземный комплекс* аппаратуры и *центральный регистри-*

рующий комплекс. Наземный состоит из *полевых модулей, линейных модулей*, секций *телеметрического кабеля*, блоков питания, контейнеров с аккумулярующими батареями. Каждый ПМ предназначен для регистрации записей 6-8 СП, их усиления, фильтрации и преобразования в 24-разрядный код.. Линейные служат интерфейсами между соседними ПМ и ЦРК.

С устройством сейсмостанций и принципами организации работ в сеймопартии студент сможет ознакомиться в процессе прохождения учебной геофизической практики. Все современные сейсмостанции цифровые, тогда как сеймоприемники записывают колебания в виде непрерывных кривых, то есть являются аналоговыми устройствами. Поэтому сейсмостанции снабжены преобразователем аналог-код (цифра). Одним из важнейших элементов методики на этапе регистрации является выбор систем наблюдений.

Системы наблюдений.

Вопрос о системах наблюдений можно сформулировать так: как надо выбирать длину расстановки сеймоприемников (*СП*), расстояния между ними, расстояния между пунктами возбуждения (*ПВ*), удаления расстановки от *ПВ* (все это параметры систем наблюдений $L, \Delta L, \Delta x$ и пр), чтобы обеспечить наилучшие условия приема полезных волн (вне зоны интерференции с помехами), максимизировать отношение сигнал/помеха? Как обеспечить непрерывное прослеживание изучаемых границ при переходе от одной расстановки к другой (транспозиционную корреляцию волн без разрывов) и пр.? Наилучшая основа для выбора оптимальных систем наблюдения - волновая картина, где регистрируются и полезные волны и помехи. Ведь чтобы устранить помехи надо сначала их зарегистрировать и изучить. Основанные на изучении таких волновых картин системы наблюдений *МОВ* – однократное непрерывное профилирование (*ОНП*) с применением частотной фильтрации для подавления поверхностных волн-помех оказались пригодными только для изучения относительно небольших глубин – до 1,5 -2 км. Но для полного устранения поверхностных волн понадобился уже так называемый *направленный прием*.

Методика *ОНП*, обеспечивающая *непрерывное прослеживание границ* отражения в системе *ОТВ* (общая точка возбуждения) выглядит так, как показано на рис.57.

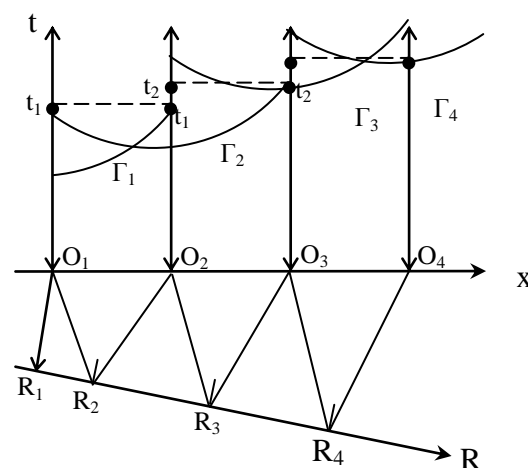


Рис.57. Система наблюдений ОНП.

Здесь представлена система взаимно увязанных географов, обеспечивающая непрерывное прослеживание границы *R* и показаны параметры каждой расстановки, которые позволяют осуществить такое прослеживание. Возбуждение колебаний осуществляется в точках O_2, O_3 и т.д. в центре расстановки сеймоприемников, за исключением первой O_1 (на краю профиля).

Расстановка 1: $PB - O_1$, база наблюдения (расстановка СП) – O_1O_2 , прослеживаемый участок границы $R_1 R_2$, годограф Γ_1 ;

Расстановка 2: $PB - O_2$, база наблюдения (расстановка СП) – O_1O_2 и O_2O_3 , прослеживаемый участок границы $R_2 R_3$, годограф Γ_2 . точка R_2 прослежена дважды и осуществляет связь одного годографа с другим. Через нее проходит корреляционная трасса – последняя на предыдущей расстановке и первая на последующей. Здесь времена одинаковые, то есть имеется пара взаимных точек O_1 и O_2 , где времена t_{01} и t_{02} одинаковы.

Расстановка 3: $PB - O_3$, база наблюдения (расстановка СП) – O_2O_3 и O_3O_4 , прослеживаемый участок границы $R_3 R_4$, взаимные точки O_2 и O_3 , годограф Γ_3 и т.д.

Расстояние между сейсмоприемниками выбирается из условия, чтобы запаздывания волны на соседних трассах не превышали $\Delta t \leq \frac{T}{2}$, откуда $\Delta x \leq \frac{\lambda}{2}$, так как $\lambda = VT$.

Расстояние между источниками ΔL выбирается так, чтобы наложение поверхностных помех было минимально возможным. «Пробивающиеся» поверхностные волны-помехи устраняют применением частотной и направленной селекции. Подобным образом может быть осуществлено однократное непрерывное профилирование ОНП, профилирование через интервал, через два интервала или их комбинация - двух-трех кратное профилирование. Однако все эти варианты «не проходят» для изучения глубоких горизонтов. Для решения такой задачи необходимо преодолеть главную помеху при регистрации записей на временах более двух секунд – кратные отраженные волны.

Из выше сказанного следует, что все отличия помех и полезных волн выражаются в частотной области (различия в спектрах) и в крутизне годографов, то есть в направлении прихода волн или в величинах V^* , так как $V^* = \frac{V}{\sin \alpha}$, где α угол подхода фронта волны к поверхности наблюдений. Поэтому селекция (выбор) волн осуществляется по этим двум признакам, то есть по частоте и по направлениям прихода волн.

Селекция по частоте чаще всего реализуется процедурой одноканальной частотной фильтрации. У поверхностных волн – помех максимум спектра находится в области 7-15 Гц, а у полезных однократных в полосе 30-40 Гц. То есть надо установить фильтры, «зарезающие» нижние частоты, или полосовой фильтр, ограничивающий также влияние микросейсм, спектр которых сдвинут в высокочастотную область (6-70 Гц). Тем самым полоса пропускания ограничивается частотами не ниже 15 Гц и не выше 50 Гц. Раньше использовались разные конструкции аналоговых фильтров, сейчас применяют частотные фильтры в цифровой форме.

Селекция по признакам направленности осуществляется многоканальными пространственно - временными фильтрами, в которых реализуются различные виды суммирования записей. Дело в том, что направленный прием может быть осуществлен только при использовании интерференционных регистрирующих систем, то есть таких, в которых колебания суммируются. Такая направленность носит название направленности второго рода. Есть еще направленность первого рода, под которой понимают чувствительность регистрирующей системы к направлениям смещений частиц в волне, то есть к характеру поляризации колебаний. Такой направленностью обладает одиночный сейсмоприемник. Поскольку у него только одна степень свободы, то поставленный вертикально он принимает продольные волны, а положенный набор – поперечные. Направленность второго рода – это чувствительность системы к направлению прихода волн, то есть к углу α , который фронт волны составляет с поверхностью наблюдений.

Основной вид направленного приема - это группирование сейсмоприемников (СП). У группы СП имеется один общий выход, где сигналы суммируются. При подходе волны по вертикали снизу (отражение от глубокой границы) сигналы складываются синфазно, то есть одновременно. В результате интенсивность суммарного сигнала возрастает в n раз, где n – число группируемых СП. Поверхностная волна, напротив, запаздывает на Δt в каждом последующем СП относительно предыдущего. Это $\Delta t = \frac{\Delta x}{V^*}$, где Δx – расстояние между СП. Если сделать Δx

равным $\frac{\lambda}{2}$, то сигналы будут складываться в противофазе и волна попадает в полосу гашения, иными словами подавляется. *Параметры интерференционной системы – число элементов n , расстояние между элементами Δx и база группы L , равная $\Delta x(n-1)$.* Чем больше база группы, тем выше избирательность интерференционной системы по отношению к волнам, подходящим снизу. Другие виды интерференционных систем (направленного приема) – группирование источников, регулируемый направленный прием РНП (разновременное суммирование плюс дополнительная фильтрация) и др. Нельзя не отметить, что большой вклад в теорию и внедрение интерференционных систем возбуждения и приема сейсмических колебаний внес известный саратовский геофизик Б.И. Беспятов.

К сложным интерференционным системам, то есть к системам направленного приема, относится и современная методика многократного профилирования с последующим суммированием записей, отраженных от одной общей точки на границе. Эта методика называется **МОГТ**.

Рассмотренный выше материал позволяет вычленить *основные элементы методики ОГТ*:

1. *Использование длинных баз возбуждение-прием*, обеспечивающих достаточную кривизну остаточного годографа кратных волн, необходимую для их ослабления. Величины x_{max} (возбуждение-прием) составляют в современной сейсморазведке $\sim 2,5-4,5$ км.

2. *Использование многократного профилирования* с тем, чтобы получить накопление, достаточное для ослабления кратной волны. В настоящее время преобладающая кратность перекрытия составляет 100 и более раз.

3. *Введение кинематической поправки*, рассчитанной на спрямление годографов однократных волн. При этом кратные с тем же t_0 недоспрямяются.

4. *Суммирование записей от общей точки отражения* – горизонтальное накопление по линии t_0 , в результате чего интенсивность однократных волн увеличивается в n раз, где n – кратность перекрытия, в то время как многократные волны из-за несинфазности суммирования могут быть усилены максимум в \sqrt{n} раз. То есть происходит их ослабление относительно однократных в $\frac{n}{\sqrt{n}} = \sqrt{n}$ раз. Таким образом, чтобы ослабить кратную волну-помеху в 10 раз необходимо использовать систему наблюдения стократного профилирования.

5. На практике методика ОГТ реализуется путем использования так называемых фланговых, выносных и центральных систем наблюдения. Пример фланговой системы схематически показан на рис.61.

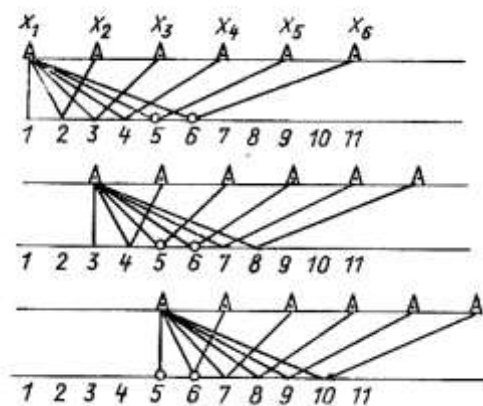


Рис.61. Фланговая система ОГТ.

Из этого рисунка можно понять, что кратность, равная, к примеру, 12, при использовании 24 канальной расстановки может быть получена, начиная с 12 канала, если возбуждение колебаний последовательно осуществляется из точек 1,2 и т.д., где расставлены сейсмоприемники. Для того, чтобы обеспечить 24 - кратное профилирование при той же расстановке, необходимо сделать интервал между точками возбуждения ΔL в два раза меньшим, чем расстояние Δx между СП. Для осуществления многократного перекрытия расстановку и фиксированный относительно нее источник рассматривают как единое целое и перемещают по профилю шагом, равным шагу $\Delta x_{ПВ}$, причем отношение $d = \Delta x_{ПВ} / \Delta x_{ПП}$ должно быть целым числом. В этом случае кратность СН, характеризующая степень перекрытия, определяется соотношением

$$K = n/2d.$$

Сейсморазведка 3D

Попытки наблюдать объемное сейсмическое поле вдоль линий на поверхности (вдоль профилей) приводит при обработке к искажениям в сравнении с реальным и к получению неверных геологических результатов. Трехмерная 3D сейсморазведка, которую называют пространственной или объемной свободна от этого недостатка. При 3D сейсморазведке ПП и ПВ располагают по площади таким образом, чтобы с необходимой детальностью наблюдать объемное волновое поле в его горизонтальном сечении. В принципе вся сейсморазведка должна быть только трехмерной.

При 3D съемке информация собирается не сразу со всей площади, а поочередно с отдельных ее участков. Площадная система наблюдений (СН), предназначенная для сбора информации на таком участке и показывающая расположение на нем ПП и ПВ, называется **блоком** (*шаблоном, эталоном*). Наиболее простая и часто используемая расстановка ПП в пределах блока состоит из нескольких параллельных линий ПП (ЛПП), расположенных в продольном направлении x . Расстановка ПВ состоит из *линий* ПВ (ЛПВ), расположенных в поперечном направлении y , причем нередко ограничиваются только одной линией ПВ. Регистрация 3D сейсмограмм на всех ЛПП блока производится с каждого из ПВ, находящегося на ЛПВ. В отличие от линейных СН, в *площадных СН* удаление l характеризуется не только величиной расстояния между ПП и ПВ, но и азимутом линии, соединяющей ПП и ПВ, относительно оси x . (рисунок). Для покрытия всей площади съемки блок передвигается в направлении x вдоль полосы с шагом Δx , достигнув края которой опускается на шаг Δy , двигается по новой полосе в обратном направлении и так продолжается до окончания съемки. В пределах каждой из полос соседние блоки перекрывают друг друга и последовательные полосы тоже перекрывают друг друга.

В результате продольного перемещения блока в пределах полосы образуется *продольная полоса*, равномерно заполненная общими средними точками по прямоугольной сетке с интервалами:

$$\Delta x_{ост} = \Delta x_{nn}/2, \Delta y_{ост} = \Delta y_{nn}/2$$

Ширина полосы общих средних точек $Ly_{ост}$ определяется длиной линии возбуждения $Ly_{нв}$ и шириной расстановки $Ly_{пп}$:

$$Ly_{ост} = (Ly_{нв} + Ly_{пп})/2$$

В полосе ОСТ кратность перекрытия вдоль оси x , которую называют **продольной кратностью** K_x , составляет

$$K_x = n/2d_x,$$

где $\Delta x_B/\Delta x_{nn}$. В итоге происходит образование краевых зон неполной и конечной кратности в начальной и конечной частях каждой полосы.

После прохождения продольной полосы блок смещают в поперечном направлении на величину Δy_B и выполняют наблюдения вдоль соседней полосы, параллельной предыдущей. Вы-

бранный шаг Δy_B обеспечивает постоянство требуемой поперечной кратности K_y вдоль всех ОСТ на исследуемой площади, причем обычно

$$K_y = N/2dy,$$

где $dy = \Delta y_B / \Delta y_{nn}$.

Полная (двухмерная) кратность перекрытия K для площадной системы наблюдений равна произведению продольной и поперечной составляющих

$$K = K_x \cdot K_y$$

Степень перекрытия соседних блоков в продольном x и поперечном y направлениях обеспечивает необходимую кратность наблюдений и ее равномерность по площади съемки. Во избежание периодической изменчивости кратности (полосатости) в продольном и поперечном направлениях число ЛПП выбирают четным, а их длину – кратной шагу линий возбуждения.

В реальных условиях проведения 3D-полевых работ обеспечить абсолютно регулярное расположение точек возбуждения и приема не удастся. Неравномерность сети общих средних точек создает трудности для обработки и анализа сейсмических материалов. Поэтому выполняют регуляризацию сети ОСТ, условно разбивая исследуемую площадь на регулярную сеть элементарных прямоугольных площадок – бинов. Обычно размеры бина по осям x и y равны шагу точек ОСТ в плане по соответствующим направлениям, т.е. величинам $\Delta x_{ост}$ и $\Delta y_{ост}$ из соотношений $\Delta x_{ост} = \Delta x_{nn}/2$, $\Delta y_{ост} = \Delta y_{nn}/2$. Все средние точки, попадающие в пределы бина, относят к его центру. Для каждого бина фактическая кратность перекрытия определяется количеством попавших в него средних точек. При значительных отступлениях реализованной на практике СН от ее регулярного аналога фактическая кратность перекрытия для различных бинов может существенно отличаться от проектируемой как в сторону завышения, так и сторону занижения.

Совокупность суммарных трасс для всех бинов площади съемки представляет уже не временной разрез как в 2D, а **временной куб** данных.

Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского

Иные от
есть не
намотом
смотрим
которые
Обозна-
ажкой из
l - $\Delta y_{\text{пл}}$.

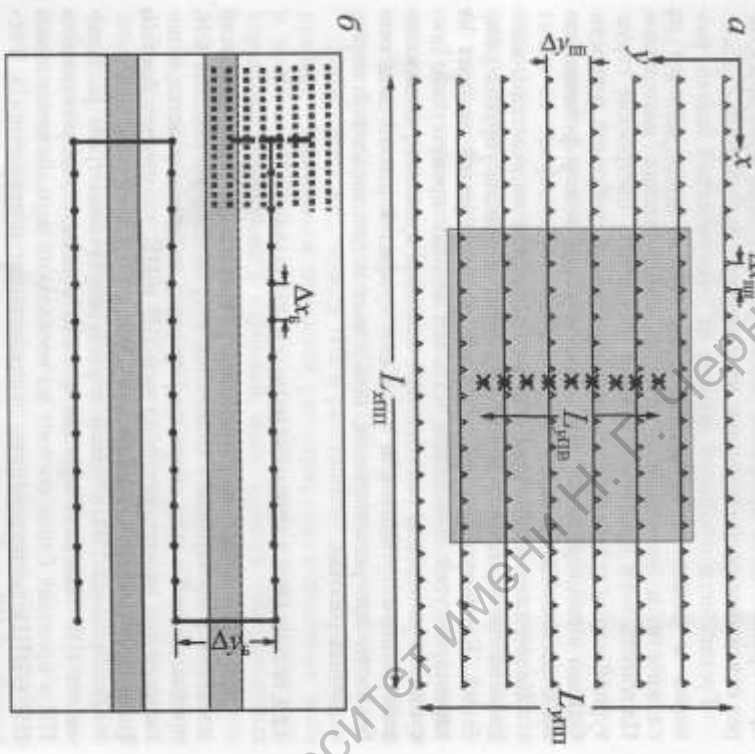


Рис. 4.9. Системы площадных наблюдений:
 а - пример геометрии блока и площадь (затенена), занимаемая обходом средними точками; б - перемещение блока по площади вдоль полюс отмечено линиями с точками расположения центра блока; области перекрытия полюс затенены

Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского

Лекция 12. Обработка и интерпретация сейсмоданных .

Обработка записей колебаний.

Под обработкой можно понимать все операции, преобразующие полевые записи в изображения среды. В современной сейсморазведке это очень внушительный перечень процедур, полностью автоматизированных и осуществляемых в стационарных вычислительных центрах.

К процедурам обработки относят как уже рассмотренные операции по вводу и коррекции статических и кинематических поправок, в результате чего получают основную форму представления сейсмической информации в геологии - временной разрез, так и ряд других.

В качестве основных из них называют фильтрацию и миграционное преобразование. Говоря о фильтрации в широком понимании этого слова имеют ввиду все **процедуры, повышающие отношение сигнал/помеха.** Различают одноканальные и многоканальные фильтры.

Одноканальные используются:

а) для ослабления волн-помех, отличающихся от полезного сигнала по форме колебаний или частоте (частотные фильтры);

б) для улучшения временной разрешенности сейсмозаписи. Улучшение достигается путем сжатия импульсов колебаний во времени (обратная фильтрация или деконволюция)

Многоканальные фильтры используются для ослабления волн-помех, отличающихся по направлениям прихода волн, то есть по форме годографа. Этот тип фильтрации тем самым можно назвать фильтрацией по кажущимся скоростям V^*

Многоканальная фильтрация позволяет повысить отношение сигнал/помеха на основе формирования выходной трассы в результате суммирования нескольких входных трасс (суммирование по *ОГТ, РНП* и пр.).

Используя динамические и кинематические различия полезных волн и помех можно путем фильтрации повысить отношение сигнал-помеха, что эквивалентно увеличению амплитудной разрешенности записи. Однако повышение амплитудной разрешенности обычно достигается за счет сужения частотного спектра сигнала, что приводит к увеличению их длительности по времени, а значит к снижению временной разрешенности записи. Поэтому принимается компромиссное решение.

Классификация основных видов фильтрации

ПРИНЦИП КЛАССИФИКАЦИИ

Типы фильтров

Область выполнения фильтрации

Размерность фильтрации

Диапазон частот

Изменение характеристик фильтрации

ВИДЫ ФИЛЬТРАЦИИ

линейные
нелинейные
Временная
Частотная

Одноканальная
Многоканальная

ФНЧ
ФВЧ
Полосовая
Режекторная
Обратная (деконволюция)

Постоянная во времени
Переменная во времени

Наибольшее применение находят линейные фильтры.

Во временной области соотношение между входной функцией $u(t)$ линейного фильтра и его выходной функцией $g(t)$ определяется интегралом свертки

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau)h(t-\tau)d\tau = u(t)*h(t)$$

Здесь $h(t)$ – оператор фильтра, являющийся откликом фильтра на входной сигнал в виде единичного импульса $\delta(t)$, τ – временной сдвиг между подинтегральными функциями.

В частотной области фильтрация выполняется на основе прямого и обратного преобразования Фурье (перемножением спектров сворачиваемых функций).

Идея многоканальной фильтрации подобна одномерной, но она осуществляется двумерной сверткой исходной функции с оператором фильтра, что в спектральной области соответствует умножению комплексного спектра функции на комплексную частотную характеристику фильтра.

Другой вид многоканальной фильтрации основан на прямом и обратном **преобразовании Радона**, позволяющим выполнить селекцию волн по кажущимся скоростям путем разложения волнового поля по плоским волнам. Для этого исходное волновое поле $u(t,x)$ суммируется вдоль прямых линий, имеющих различные наклоны $p = 1/v_k$ и общие точки на временах τ . Полученное в результате распределение суммарных амплитуд в плоскости τ - p может быть обнулено в секторе параметров τ - p соответствующем регулярным волнам-помехам. Обратное преобразование Радона позволяет получить очищенное от помех поле $u(t,x)$.

Со спектральной точки зрения подавление помех сводится к выбору частотной характеристики фильтра, наилучшим образом совпадающей со спектром полезного сигнала. Такие фильтры называют **согласованными**. К ним относят ФНЧ, ФВЧ, полосовые и режекторные.

Фильтрация может проводиться до суммирования и после суммирования. В современной сейсморазведке используется множество различных способов фильтрации. Разработкой математического обеспечения для их реализации в компьютерные программы занимаются специалисты России, Европы, США. Знакомство с ними выходит за рамки нашего курса. Тем не менее, стоит упомянуть особо одну фильтрационную процедуру, сыгравшую громадную роль в развитии сейсморазведки в целом. Эта процедура – **деконволюция, или обратная фильтрация**.

Геологическая среда, через которую пробегает упругая волна, как уже говорилось, изменяет форму сигнала, растягивая его, увеличивая длительность. В системе ОГТ, позволившей существенно увеличить глубинность сейсморазведки за счет ослабления кратных волн-помех, суммируются записи колебаний, проходящих весьма различающиеся пути. Это происходит из-за того, что база наблюдений в ОГТ составляет значительное расстояние (до 4-5 км), и вследствие этого сигналы, возбуждаемые и регистрируемые вблизи ЦБ, искажаются в существенно меньшей степени, чем на краях расстановки. Получается, что складываются сигналы разной формы и синфазного суммирования не происходит. В итоге эффект ослабления помех оказывается существенно меньше ожидаемого. Когда сейсморазведчики столкнулись с этим обстоятельством, а произошло это в начале 60^х годов прошлого столетия (напомним, что Гари Мэйн получил патент на изобретение МОГТ в 1956 году), стала очевидной необходимость выравнивания спектров суммируемых сигналов за счет уменьшения их длительности, то есть временного сжатия. Однако в аналоговой форме такую операцию осуществить невозможно, поскольку любой аналоговый фильтр, любая радиотехническая цепочка может только растянуть сигнал. Таким образом, сейсморазведка уперлась в необходимость перейти к цифровым регистрирующим и обрабатывающим системам, где можно осуществить такую обратную фильтрацию с сохранением формы импульса, какой она наблюдается вблизи источника. Эта операция реализуется во временной области путем свертки реальной трассы с сигналом заданной формы (оператором фильтра). Такой сигнал определяется экспериментально по записи колебаний в сейсмоприемнике, установленном поблизости от источника или рассчитывается теоретически.

В частотной области эквивалентом деконволюции является фильтрация с частотной характеристикой, обратной комплексному частотному спектру этого импульса (реализуется пере-

множением спектра и характеристики), а цель обратной фильтрации – устранение искажений формы волны, вызванных ограничением сейсмического спектра как со стороны высоких, так и низких частот.

Эффективность деконволюции определяется точностью информации о форме распространяющегося импульса. Если форма импульса известна точно (?), то фильтр, рассчитанный по сути на преобразование записи в единичные отраженные импульсы, называют **обратным фильтром сжатия, а деконволюцию детерминистской.**

Статистическая деконволюция допускает, что неизвестную форму импульса можно извлечь из самой трассы. Для этого предполагают, что последовательность коэффициентов отражения является случайной (некоррелированной) величиной. Следовательно, ФАК входной сейсмотрассы имеет форму самого импульса, что дает возможность считать амплитудный спектр ФАК трассы амплитудным спектром импульса. Тем самым, отфильтрованная сейсмотрасса освобождается от помех случайного характера, поскольку спектр ФАК совпадает со спектром одного полезного сигнала. В случае благоприятного соотношения сигнал/шум оптимальная фильтрация позволяет выбрать короткий желаемый импульс, сокращая длительность сигналов за счет подавления их хвостовых частей. Эта процедура, основанная на вычислении последующих значений сигнала на основе предыдущих, называется **предсказывающей деконволюцией.**

Из-за изменчивости условий возбуждения и приема колебаний (поверхностных условий) трассы сейсмограмм ОСТ также могут иметь существенно различные спектры, что приводит к ухудшению качества обработки. Проблема решается применением **поверхностно-согласованной деконволюции**, позволяющей компенсировать нестабильность записанного волнового поля, используя статистическую избыточность многократных систем наблюдений.

Эффект применения обратной фильтрации иллюстрируется рисунком 62.

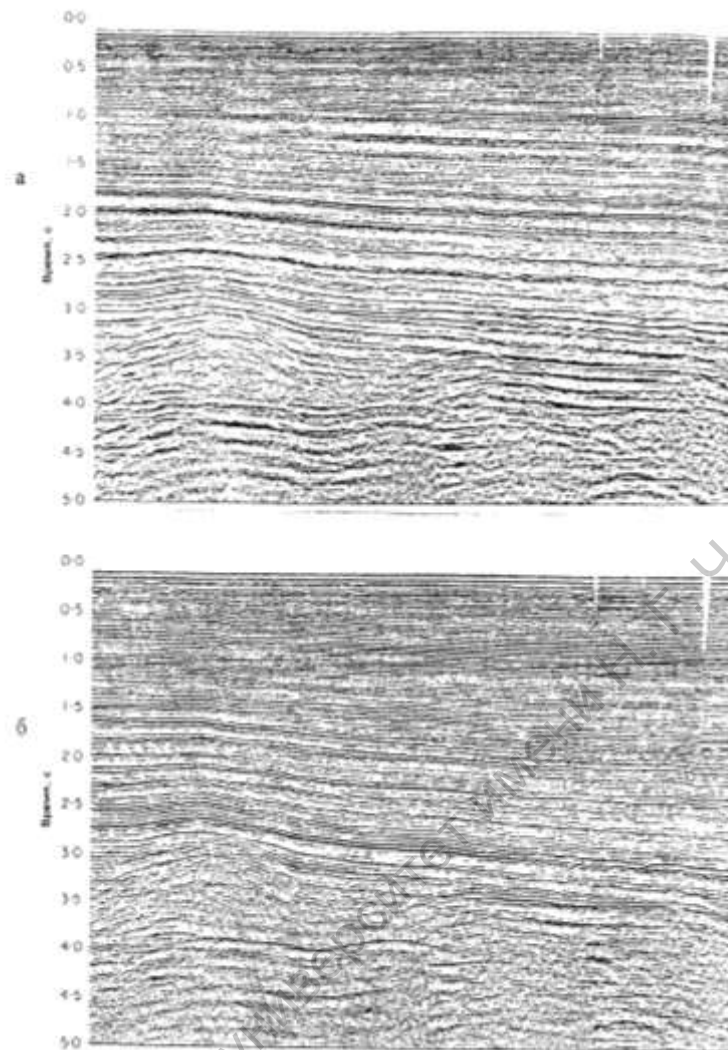


Рис.62. Временные разрезы: а – после стандартной обработки; б – после дополнительного применения процедуры деконволюции.

Таким образом, необходимость осуществления обратной фильтрации привела к полному техническому перевооружению сейсморазведки - переходу от аналоговых систем к цифровым на рубеже 70^х годов прошлого века. А вслед за сейсморазведкой быстро перевооружилась и остальная геофизика.

Несколько слов о **миграционном преобразовании**.

Это процедура перемещения элементов отраженной волны в истинное положение, соответствующее точкам отражения или точкам дифракции (в предположении, что все элементы наблюдаемого поля после осуществления операции обработки являются либо однократно отраженными либо дифрагированными).

Таким перемещением устраняется аномальный сейсмический снос – несовпадение проекции на поверхность точки отражения соответствующей волны с точкой ее наблюдения на поверхности (точкой ОСТ), т.е. ликвидируются кресты и «развязываются» петли на временных разрезах в солянокупольных районах, приводятся к истинным наклоны отражающих горизонтов в более простых ситуациях и, тем самым, достигается адекватность отображения геологической среды в волновых полях.

Для осуществления миграции необходимо иметь сведения о распределении скоростей, так как изменение скоростей влияет на кривизну лучевых траекторий и, следовательно, на результаты миграции. Наиболее эффективна пространственная миграция, но для быстроты реализации этой времяемкой процедуры применяют и профилную.

Суть миграции в решении обратной задачи – имитации распространения поля, зарегистрированного на поверхности, в обратном направлении к источникам внутри среды.

То есть, простейший поход к осуществлению миграционного преобразования состоит в определении угла выхода волны (по V^*) и прослеживании траектории луча в обратном направлении к точке отражения на половинном времени пробега или в нахождении общей касательной к волновым фронтам на времени, равном половине времени пробега. Но такими «ручными» методами это, конечно, не делается, а используют сложные компьютерные программы решения волнового уравнения или на основе интеграла Кирхгофа, или рекурсивными методами, позволяющими последовательно пересчитывать поле на возрастающие по глубине уровни.

Если поле на поверхности представлено суммарными временными разрезами ОСТ, то процедуру называют **миграцией после суммирования**, если непосредственно сейсограммами, то – **миграцией до суммирования**. В сейсморазведке 3D миграции подвергается временной куб данных.

Эффект применения миграционного преобразования хорошо виден на рис.63.



Рис.63. Временной разрез t_0 (вверху), мигрированный разрез (внизу).

Обработка записей является чрезвычайно важным этапом сейсморазведки. Тем не менее, этот этап является подготовительным для заключительного – интерпретационного этапа, результатом которого является получение глубинно-скоростной и, в конечном итоге, собственно геологической модели среды. Вполне понятно, что по своей постановке это обратная задача геофизики.

Выше уже говорилось, что обратные задачи решаются преимущественно через прямые, то есть с использованием схемы подбора. Однако, в сейсморазведке до этого дело доходит далеко не всегда. Вообще интерпретация данных сейсморазведки это, пожалуй, наиболее сложный и наиболее субъективный процесс, в наименьшей степени компьютеризованный. Из-за это-

го к интерпретации допускаются наиболее опытные специалисты – главным образом, геологи, прошедшие выучку в области обработки записей.

Интерпретация данных сейсморазведки.

Согласно классической схеме интерпретационные процедуры включают в себя выделение и прослеживание волн (раньше на сейсмограммах, ныне на временных сейсморезах), вычисление и анализ скоростей распространения волн, стратиграфическую привязку волн, вычисление глубин залегания границ, построение глубинных разрезов, построение структурных карт. По существу это то, что сейчас называют кинематической интерпретацией. **Цель кинематической интерпретации – определение структурных особенностей геологического разреза, при этом особое внимание уделяется геометрии изучаемого объекта.** Однако перед современной сейсморазведкой ставятся не только структурные задачи, но и задачи прямого поиска нефти и газа, то **есть задачи изучения литологии и непосредственно прогноз нефтегазоносности пород разреза.** А решение этих задач составляет содержание так называемой динамической интерпретации: выявление геологической природы изменений в динамике волн, количественный анализ динамических параметров волнового поля – амплитуд, периодов, затухания волн и т.д. **Цель динамической интерпретации – извлечение информации о детальном строении изучаемого объекта путем перехода от динамических характеристик волнового поля к геологическим характеристикам объекта – фациальному составу, коллекторским свойствам, содержанию УВ и т.д.** Совокупность скважинных данных и результатов кинематической и динамической интерпретации сейсмоданных дает возможность построить геологическую модель изучаемого объекта.

Полученное после обработки мигрированное волновое поле является основой для интерпретации, однако это поле целесообразно в процессе интерпретации *дополнительно обработать*, чтобы детально подчеркнуть изменения его особенностей во времени и в пространстве. Получаемые в процессе такой обработки характеристики поля относят к **сейсмическим атрибутам.**

Для решения таких задач разработано соответствующее математическое обеспечение и десятки компьютерных программ. В результате в практику сейсморазведки вошел термин – кентавр: интерпретационная обработка. Вначале этот термин относился только к такой интерпретации, определяющим элементом которой стало компьютерное двумерное моделирование – аппарат решения прямой задачи сейсморазведки, разработанный, равно как и вся технология интерпретационной обработки, на кафедре геофизики Саратовского университета под руководством П.Ю.Захарова. Однако впоследствии смысл этого термина неограниченно расширился и теперь его относят ко всем операциям, включая общую кинематическую интерпретацию, выделение целевых интервалов, интервальный сейсмогеологический анализ, интерпретацию сейсмогеологических комплексов в рамках тонкослоистых моделей сред и т.д. Причем в интерпретационный процесс вовлекаются данные ГИС, результаты других геофизических методов, собственно геологические данные. Для этого в интерпретационно-обрабатывающих центрах существуют соответствующие базы данных и возможности обращения к ним непосредственно с рабочего места (рабочего компьютера) интерпретатора. Весь такой комплекс в ОАО «Саратовнефтегеофизика» именуется *АРМГИ* – автоматизированное рабочее место геофизика-интерпретатора. Это место оборудовано несколькими мониторами, на одном из которых обычно проецируется картина волнового поля анализируемого профиля (временной разрез), а на другом его отдельные фрагменты, варианты корреляции (прослеживания) данного отражения и т.п.

Из сказанного следует, что *основным документом, предназначенным для геологического истолкования, является временной сейсмический разрез (рис.62)* Для интерпретатора это своеобразный фотоснимок разреза земных недр, который надо дешифровать. Зачастую интерпретатор даже не вникает в процедуры, которые предпринимал обработчик, «готовивший» этот разрез. *Интерпретатор начинает осмысливать «геологически» почти каждый элемент вол-*

нового поля, каждую ось синфазности,¹ отождествляя ее с какой-то деталью строения разреза.

В то же время цель обработчика, который делал этот разрез, состояла прежде всего в том, чтобы «вытянуть», обеспечить наилучшую прослеживаемость целевых отражающих горизонтов, указанных в геологическом задании на проведение сейсморазведочных работ, и по возможности очистить разрез от регулярных и нерегулярных помех. Кроме того, ему надо было добиться хорошей разрешенности записи, сохранив высокочастотную составляющую в спектре. Эти задачи нередко находятся в противоречии между собой. Памятуя о том, что произведение длительности импульса Δt на широту спектра $\Delta\omega$ есть величина постоянная, приходим к выводу: *повышая разрешенность, ухудшаем прослеживаемость; применяя специальные процедуры подавления помех, изменяем характеристики полезных отражений*. На временных разрезах всегда останутся фрагменты волн, недоподавленных суммированием по ОГТ и никакие, даже самые совершенные процедуры фильтрации не устранят их окончательно, не нанеся вреда полезной однократной волне, то есть, не меняя ее характеристик. Остаются и другие недоподавленные помехи в виде фона дополнительных осей меньшей амплитуды. Интерпретатор и их может принять за полезные и «нагрузить» геологическим смыслом. Таким образом, *временной разрез нельзя воспринимать как совокупность одних только полезных отражений от реальных границ, иначе интерпретация его может оказаться ошибочной*.

Тем не менее, обратная кинематическая задача сейсморазведки так или иначе решается. По большей части, это делается с использованием упрощающих моделей: однородной среды (то есть в предположении, что скорость в покрывающей отражающую границу толще постоянна), слоисто-однородной среды (покрывающая среда аппроксимируется толщиной пластов с постоянными, но разными скоростями) и т.п. Несмотря на все подобные «натяжки», обратная кинематическая задача решается и результатом является выявление геометрии отражающих границ: воссоздание структурного каркаса разреза.

С обратной динамической задачей дело обстоит намного сложнее. Большинство исследователей в настоящее время понимает под решением обратной динамической задачи подбор **акустических импедансов (σV)** тонкослоистых пачек, моделирующих суммотрассу ОГТ, а саму процедуру получения импедансов нередко именуют **сейсмической инверсией**.

В строгой общей математической постановке задача расчета свойств коллекторов по параметрам сейсмозаписи некорректна и не имеет единственного решения. Общая постановка означает, что на модель среды не наложено никаких ограничений, а по наблюдаемому на дневной поверхности волновому полю требуется восстановить параметры среды при заданных граничных условиях, характеризующих воздействие в источнике. Получаемые частные решения не являются единственными – то есть существует множество моделей среды, которые могут создавать одинаковый отклик этой среды на возбуждение колебаний, то есть одинаковые сейсмограммы.

Задачу делают условно-корректной, накладывая определенные ограничения на модель среды и на тип получаемого решения. Большинство этих решений основывается на том, что регистрация колебаний осуществляется 3^x компонентной установкой сейсмоприемников (один вертикальный $-Z$ компонента и два горизонтальных $-X$ и Y компоненты) и известна функция сигнала в источнике. Однако эти условия трудно реализовать на практике. Акустический импеданс вычисляется в предположении, что суммотрасса является результатом свертки временного разреза коэффициентов отражения с одним и тем же импульсом, моделирующим сигнал в источнике, то есть стохастической модели сейсмотрассы. В основе такой модели лежит **импульсная сейсмограмма** – последовательность коэффициентов отражения, заданная как функция двойного времени пробега волны от отражающего горизонта. На основе акустического импеданса с помощью регрессионных зависимостей рассчитывают параметры среды – пористость, глинистость и т.п. Поскольку наложенные на модель среды и модель источника ограничения могут не иметь места в объективной реальности, достоверность прогнозов снижается.

¹ Ось синфазности – геометрическое место точек одинаковых фаз колебаний.

Однако наибольшая неоднозначность обусловлена тем, что многослойная геологическая среда генерирует не только простые однократные отраженные волны и что модельный сигнал никак нельзя зарегистрировать или выделить в чистом виде. В итоге получается, что модельная суммотрасса, полученная в результате свертки непонятно какого импульса со случайно подобранной последовательностью коэффициентов отражения волн не может быть объективно сопоставлена с реальной сейсмотрассой. Таким образом, *акустический импеданс (акустическая жесткость, волновое сопротивление), рассчитанный по суммотрассе ОГТ на самом деле не является количественной характеристикой среды.* Его можно рассматривать как некую трансформанту волнового поля или, как сейчас говорят, сейсмический атрибут, который может быть использован наряду с другими – *геометрическими атрибутами* (атрибуты кривизны и наклонов отражающих границ), параметрами *поглощения и рассеяния сейсмической энергии, атрибутами отражающих свойств разреза* (тусклое пятно, яркое пятно, плоское пятно, смена полярности отражения), *атрибутами Гильберт-преобразования, AVO-атрибутами* и такими *прямыми неструктурными динамическими параметрами сейсмозаписи*, как интервальные амплитуды, энергия, частота и мера ширины спектра записи и т.д. Коротко о некоторых из них, впервые упомянутых в этом тексте.

Атрибутами Гильберт-преобразования, основанного на представлении сейсмотрасс в комплексном виде (это дает возможность извлекать информацию для каждого отсчета сейсмотрассы), являются так называемые мгновенные атрибуты (*мгновенная амплитуда, частота и фаза*), которые рассматриваются как некие достаточно формальные параметры сейсмозаписи – трансформанты волнового поля. С их помощью можно провести более детальный визуальный анализ волновой картины, который иногда помогает осветить те особенности, что не были замечены при изучении обычного временного разреза. В основном это качественный (а не количественный) анализ, поскольку вряд ли возможна ситуация, когда какому-либо из параметров отвечает конкретное свойство среды. Названные атрибуты используются наряду с другими при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств с использованием аппарата многомерного регрессионного анализа. В многомерном регрессионном анализе используют и *AVO атрибуты: R_0 и GR* . R_0 и GR – это параметры аппроксимации изменения амплитуды A отраженной волны от расстояния x (удаление $СП$ от источника колебаний) линейной зависимостью $A(x) = R_0 + GR * x$. (Рис.64).

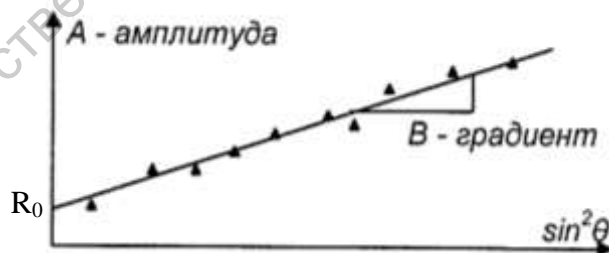


Рис.64. К применению AVO преобразования.

Таким образом R_0 имеет смысл амплитуды нормального отражения при нулевом расстоянии источник – приемник ($A=0$), а градиент GR – тангенс угла наклона зависимости $A(\theta)$, то есть $GR = \frac{\partial A}{\partial \theta}$.

Основное преимущество AVO –атрибутов состоит в том, что они рассчитываются по сейсмограмме, а не по суммотрассам и потому более чувствительны к тонким эффектам, обусловленным неоднородностями среды.

Все эти и перечисленные выше (амплитуда, энергия, частота) атрибуты характеризуют свойства пород разреза косвенным образом. Параметры, непосредственно характеризующие эти свойства (пористость, нефтенасыщенность и пр.) могут быть измерены только в ограниченной

области пространства – в скважине и в определенном интервале глубин, в то время как измерение косвенное может осуществляться во всей изучаемой области.

Поэтому главная задача заключается в нахождении связей между прямыми и косвенными параметрами в точках скважин и в распространении этих связей по всей исследуемой территории. Иначе этот процесс можно назвать инверсией сейсмозаписей в параметры среды. В настоящее время разработаны программные комплексы, позволяющие решать такие задачи с помощью компьютеров. Особенно актуальны подобные работы в процессе освоения месторождений и контроле за их разработкой. Обычно на этой стадии проводят в районе месторождения и в ограниченной области за его пределами площадную сейсморазведку 3-Д и сейсмические работы ВСП (вертикальное сейсмическое профилирование с одновременными наблюдениями в скважинах и на поверхности). Это дает достаточный материал для 3-х мерного детального моделирования объектов. Такую сейсморазведку называют **промысловой сейсмикой**.

В заключение снова вернемся к временным разрезам. Динамическая интерпретационная обработка сейсмозаписей позволяет воссоздавать на мониторах АРМГИ наряду со стандартными целую серию временных разрезов – мгновенных амплитуд, частот и пр., что позволяет осуществить углубленный анализ структуры волнового поля и решать задачи **сеймостратиграфии**, которая является способом геологического анализа сейсмоданных. Основу способа составляет методика прогнозирования условий осадконакопления комплексов горных пород по рисунку сейсмических записей.

Сеймостратиграфический анализ осуществляется в 4 этапа:

- 1) анализ сейсмических комплексов;
- 2) сеймофациальный анализ;
- 3) анализ динамики волновых полей;
- 4) прогноз нефтегазовых залежей.

Кратко содержание этих этапов заключается в следующем. Анализ сейсмических комплексов состоит в выявлении по характерным изменениям волнового поля во времени поверхностей несогласия и выделении на их основе хроностратиграфического единого комплекса. Картирование такого комплекса заключается в обнаружении углов, отличающих поверхности несогласия друг от друга. При выделении сейсмических комплексов принимается, что положение отражающих горизонтов соответствует положению осадочно-временных границ геологического разреза.

Сеймофациальный анализ состоит в выделении в пределах сеймокомплекса характерных особенностей записи, которые позволяют одну группу отражений отличить от соседних. **Такая единичная группа именуется сеймофацией и представляет собой самую мелкую сеймостратиграфическую единицу волнового поля.** Из анализа сеймофаций можно делать выводы относительно обстановки осадконакопления.

Так, параллельные отражения позволяют предположить равномерное осадконакопление на неподвижной или равномерно опускающейся поверхности, тогда как расходящиеся отражения указывают на различия в скорости осадконакопления на разных участках. Хаотическая волновая картина свидетельствует либо о чрезвычайно высокой интенсивности осадконакопления, либо о нарушениях, произошедших уже после осадконакопления в результате оползневых процессов и т.п. (рис.65).

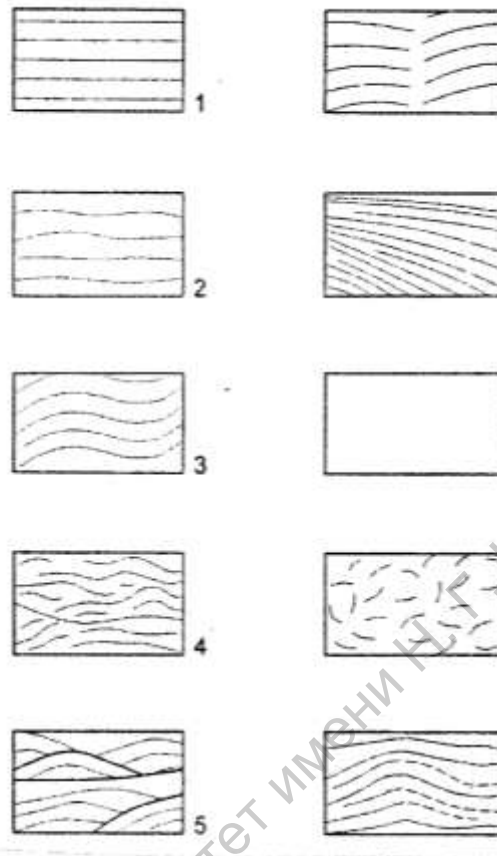


Рис.10.7. Типичный внешний облик осей синфазности для некоторых видов сейсмических фаций:
 1 - параллельный; 2 - субпараллельный; 3 - волнистый; 4 - бугристо - волнистый; 5 - линзовидный; 6 - с разрывами; 7 - расходящийся - отсутствие отражений; 9 - хаотичный; 10 - холмистый

Об анализе динамики волновых полей и, частично, о прогнозе залежей, уже говорилось выше.

Завершая разговор об интерпретации сейсмоданных, заметим, что в последние несколько лет все чаще используются для геологической интерпретации так называемые *глубинные динамические сейморазрезы*. Они, подобно временным, представляют результат автоматизированной обработки записей, но это уже глубокая интерпретационная обработка, поскольку волновое поле на этих разрезах представляется в масштабе глубин, а не времен t_0 . Для получения таких разрезов необходимо знание скоростей распространения волн и закономерностей их изменения по вертикали и в латеральном направлении. Поскольку определение этих закономерностей представляет собой до конца не решенную проблему, некоторые специалисты рассматривают глубинные динамические разрезы только как вспомогательный документ. Однако, если вспомнить непростую историю внедрения в практику сейсморазведки временных разрезов, придется признать за глубинными сейморазрезами перспективу становления в качестве главного документа для последующего геологического анализа.

Приведенный в настоящем тексте далеко не полный обзор содержания сейсморазведочного метода свидетельствует, тем не менее, о его огромных и еще не полностью реализованных разведочных возможностях в плане изучения слоистых сред и прогноза нефтегазоперспективных объектов.

В комплексе с другими геофизическими методами сейсморазведка может решать задачи инженерно-геологического характера, геолого-картировочного, геоэкологического и пр.

Контрольные вопросы по сейсморазведке.

1. Какие волны в сейсморазведке всегда являются помехами, но используются как полезные в сейсмологии?

2. Почему сейсморазведка ориентирована на использование продольных волн? Имеют ли методы, основанные на продольных волнах преимущество в отношении выявления малоамплитудных платформенных структур?

3. Чем отличается временной разрез МОВ от временного разреза ОГТ?

4. На чем основывается возможность использования динамических характеристик волн для прогнозирования состава и свойств пород геологического разреза?

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Лекции 13-14. Геофизические исследования скважин.

ГИС - область геофизики, в которой исследования, основанные на изучении естественных и искусственных физических полей во *внутрискважинном, околоскважинном и межскважинном пространствах*, используются с целью изучения геологических разрезов, пройденных скважинами. К ГИС относят также *операции по техническому обслуживанию скважин, опробованию пластов, отбору проб, перфорации и торпедированию*. С учетом этого более соответствующим является термин ГИРС. Основным видом скважинных исследований - *каротаж*, т.е. измерение параметров физических полей вдоль ствола скважины. *Методы каротажа часто называют промысловой геофизикой, а методы ГИС, используемые при исследовании межскважинного пространства – скважинной геофизикой*. До создания ГИС основным способом изучения пород, вскрытых скважиной, было исследование керна. Данные ГИС необходимы также для надежной интерпретации материалов полевой геофизики.

Керн и ГИС.

Отбор керна – цилиндрических образцов породы - резко увеличивает стоимость и время бурения. Физические характеристики пород изменяются в процессе бурения и подъема керна на поверхность, керн характеризуется малым радиусом исследования, его трудно привязать по глубине.

Методы ГИС дают сплошную, точно привязанную по глубине информацию с большим радиусом исследования. Стоимость и время проведения ГИС не приводят к существенному удорожанию или увеличению продолжительности бурения.

Так как физические свойства пород связаны с их минеральным составом, флюидонасыщенностью и текстурно-структурными характеристиками, то измеряемые с помощью ГИС параметры позволяют судить об этих характеристиках. Наука о связи физических и геологических характеристик пород называется петрофизикой.

Вместе с тем ГИС не позволяет полностью отказаться от отбора керна. Существуют задачи, которые можно решать только с помощью керновых материалов: детальное изучение условий осадконакопления и диагенеза, минерального состава и др. Кроме того, хотя корреляционные связи между геологическими и физическими параметрами достаточно тесны, их детализация для каждого нового района может быть достигнута только на основе лабораторных исследований керна. Т.е. *результаты исследований керна используются для настройки методов ГИС – получения детальных (для конкретных отложений) зависимостей «керн – ГИС»*.

Т.о., *ГИС совместно с петрофизическими исследованиями кернового материала составляют единый процесс изучения околоскважинного и межскважинного пространства*. В настоящее время керн отбирается лишь в отдельных скважинах (несколько процентов от общего числа), а методы ГИС стали неотъемлемой частью геолого-геофизических исследований.

Скважина как объект исследований.

Скважина – это горная выработка, *длина которой много больше ее диаметра*. Различают устье, забой и ствол скважины. Скважины делятся на вертикальные, наклонные и горизонтальные, а по глубине на мелкие (<1000м), глубокие (1000-5000м) и сверхглубокие (>5000м).

Мелкие частицы разбуриваемой породы – *шлам* – *выносятся на поверхность с помощью промывочной жидкости (ПЖ), называемой буровым раствором*. Используют электропроводящие глинистые растворы на водной основе (РВО) или непроводящие нефилтующиеся растворы на нефтяной основе. Скважинный диаметр при бурении плотных цементированных пород практически равен диаметру бурового долота, а в рыхлых, хрупких трещиноватых, растворимых породах образуются каверны – диаметр скважины увеличивается. Во избежание некон-

тролируемого выброса пластового флюида утяжеляют столб ПЖ с помощью высокоплотных **присадок** так, чтобы гидростатическое давление на пласт было не меньше пластового.

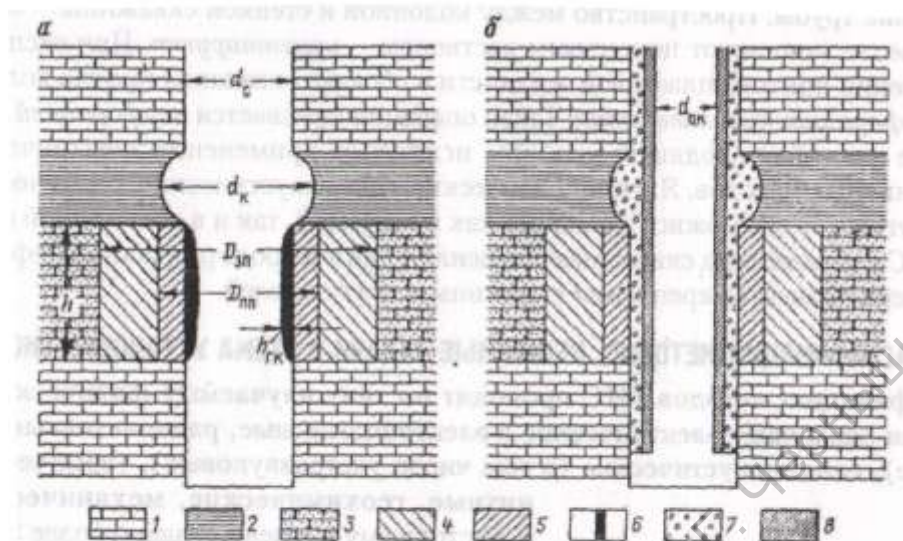


Рис. 66 . Схема участка разреза горных пород в необсаженной (а) и обсаженной колонной (б) скважинах (по Д. И. Дьяконову):

подавляющее большинство скважин бурится на РВО. Избыточное давление на пласт приводит к фильтрации РВО в проницаемые породы – коллекторы. Средний диаметр пор горных пород редко превышает 100 мкм. Размер глинистых частиц в РВО больше. Поэтому глинистые частицы оседают на стенках скважины, образуя **глинистую корку**. Корка герметизирует стенку скважины и фильтрация жидкости в пласт прекращается. Толщина корки может превышать 2 см.

Фильтрат ПЖ смешивается с пластовой жидкостью и оттесняет ее. В результате образуется **зона проникновения фильтрата**. Диаметр зоны может достигать нескольких метров. Часть зоны, расположенная непосредственно около стенки скважины, в которой фильтрат практически полностью вытеснил пластовый флюид, называют **промытой зоной**. Толщина ее может достигать до 10 см.

Наличие глинистой корки может служить признаком коллектора. В трещиноватых коллекторах с большой раскрытостью трещин корка может не образоваться. Для изучения ближней зоны, измененной проникновением фильтрата, используют специальные **микрозонды**, а для изучения неизменной части – **макрозонды**, отличающиеся большим захватом в радиальном направлении. Совместное использование микро и макроустановок позволяет учесть влияние глинистой корки, промытой зоны, зоны проникновения, а также вмещающих пород и, в результате, определить искомые параметры неизменной части пласта. Если скважина пробурена на РНО, фильтрация практически отсутствует и зона проникновения не образуется.

По окончании бурения и проведения ГИС в открытом стволе, в скважину с целью укрепления ее стенок и разобщения пластов – коллекторов опускают соединенные между собой трубы, образующие **обсадную колонну** (металлическую, пластиковую). Пространство между колонной и стенкой скважины – **затрубное пространство** –заполняют цементным раствором – **цементируют**. При эксплуатации для обеспечения притока пластовой жидкости в обсадке против коллекторов создают **перфорационные отверстия (перфорируют)**.

Наличие электропроводящей (металлической) колонны исключает применение электрических или электромагнитных методов. Ядерно-физические, сейсмоакустические, термические и некоторые другие методы можно применять и в обсаженных скважинах

Классификация методов, решаемые задачи и схема установки ГИС.

Классификация проводится по характеру изучаемых физических полей. Различают: *Электрические и электромагнитные, радиоактивные (ядерно-физические), сейсмоакустические (в том числе ультразвуковые), термические, магнитные, геохимические, механические и др. (свыше 50 методов и модификаций).*

Методы ГИС призваны решать следующие задачи:

Изучение геологических разрезов скважин;

Выявление и оценка полезных ископаемых;

Контроль разработки месторождений нефти и газа;

Изучение технического состояния скважин;

Решение задач экологического характера; получение информации для интерпретации данных полевой геофизики

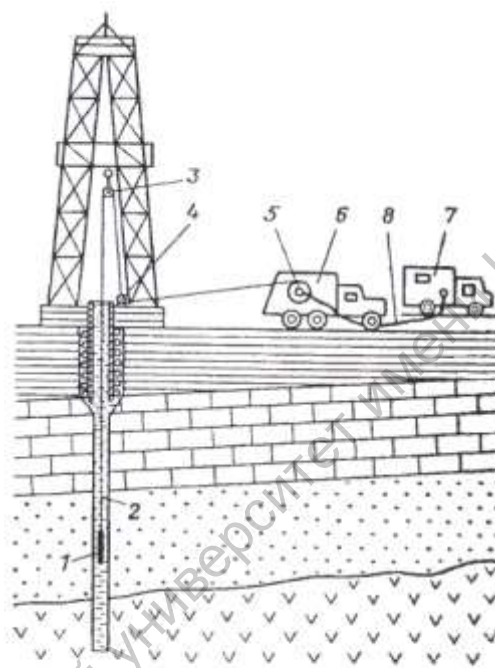


Рис. 67. Схема установки для геофизических исследований скважин (по Д. И. Дьяконову). Условные обозначения в тексте

Электрокаротажные методы

К этим методам относятся следующие:

Потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС или СП);

Потенциалов вызванной поляризации (ВП);

Сопротивления с помощью зондов без фокусировки тока – метод кажущегося сопротивления (КС) и зондов с фокусировкой тока – метод бокового каротажа (БК);

Индукционного каротажа (ИК);

Диэлектрического каротажа (ДК).

Электрометрические методы по характеру происхождения изучаемого поля делятся на естественные (ПС) и искусственные (остальные), а по характеру его изменения во времени – на методы постоянного (ПС, ВП, КС, БК) и переменного тока (частота от десятков кГц и выше, ИК, ДК). По характеру создаваемого в скважине поля ИК и ДК относятся к электромагнитным, а остальные к электрическим.

Картаж ПС

Схема потенциалов ПС включает электроды М и N и измерительный прибор, регистрирующий $\Delta U_{ПС}$. Электрод N заземляют на поверхности около устья скважины, а М помещают в скважину. В процессе каротажа электрод М перемещают по скважине снизу вверх. Величина

$\Delta U_{ПС}$ определяется как разность $U_M - U_N$ потенциалов естественного электрического поля в точках М и N. Явление самопроизвольно возникающего в скважине естественного электрического поля называют самопроизвольной поляризацией ПС. Причины возникновения этого поля были рассмотрены выше.

С помощью метода ПС в нефтегазовых скважинах, где естественное электрическое поле имеет преимущественно **диффузионно-адсорбционное** происхождение, решают такие задачи:

1. Литологическое расчленение терригенных и карбонатных разрезов по степени глинистости (рисунок);
2. Выделение нефтегазовых коллекторов и водоносных горизонтов;
3. Определение минерализации пластовой воды и др.

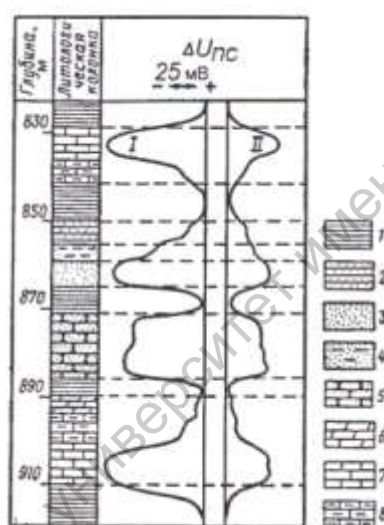


Рис. 68. Кривые потенциала ПС при различных соотношениях УЭС фильтрата промывочной жидкости ($\rho_{Ф}$) и пластовой воды ($\rho_{В}$) (по Д. И. Дьяконову);

I – $\rho_{Ф} > \rho_{В}$; II – $\rho_{Ф} < \rho_{В}$; 1 – глина, 2 – глина песчаная, 3 – песок, 4 – песок глинистый, 5 – песчаник, 6 – мергель, 7 – известняк, 8 – известняк глинистый

Метод ПС, основанный на **фильтрационных потенциалах**, применяется при решении гидрогеологических задач для выделения водонапорных горизонтов.

В рудных и угольных скважинах естественное поле обусловлено, как правило, **окислительно-восстановительными процессами**. Поэтому метод используется для расчленения разрезов, выделения пластов углей и руд.

Метод неэффективен при малой разнице концентрации солей в пластовой воде и ПЖ, т.к. в этом случае регистрируемая ЭДС становится близкой к нулю. В скважинах, пробуренных на РНО метод ПС неприменим.

Картаж потенциалов ВП

В основе явления ВП лежат **электрохимические процессы**. Они характерны для пород с электронной и ионной проводимостью. У пород с электронной проводимостью (сульфиды, окислы, графит, антрацит) вызванная поляризация возникает вследствие окислительно-

восстановительных процессов между проводящими ток минералами и соприкасающимися растворами солей. У пород с ионной проводимостью – в результате как деформации ДЭС, так и в результате диффузии ионов ДЭС из участков с повышенной концентрацией в зоны пониженной из-за чередования широких и узких капилляров.

В скважину опускается двухэлектродная измерительная установка АМ – потенциал – зонд, остальные электроды заземлены на поверхности. С помощью цепи АВ создается внешнее (поляризующееся) электрическое поле, оно возбуждает в приемных электродах разность потенциалов ΔU . Одновременно в горных породах создается вторичное остаточное поле вызванной поляризации $\Delta U_{вп}(t)$, возрастающее при включенном токе и быстро спадающее после выключения. Через короткий промежуток после выключения в момент t_0 регистрируют величину $\Delta U_{вп}(t_0)$, в которую будет входить и разность потенциалов $\Delta U_{пс}$, измеряемую дополнительным зондом ПС. В результате рассчитывается потенциал ВП, исправленный за естественные потенциалы в скважине.

Используют также градиент-зонд и вычисляют кажущуюся вызванную **поляризуемость** породы.

Против глин, а также очень пористых или сильно кавернозных известняков показания ВП характеризуются минимальными значениями.

Каротаж КС.

Особое место в комплексе каротажных методов занимает электрический каротаж КС. Этот метод является первым по времени создания и по частоте применения. Он служит для определения УЭС горных пород (ρ). Размерность УЭС – Ом.м. Величина, обратная ρ – УЭП

($\gamma=1/\rho$) измеряется в См/м (Сименс на метр). Значения этих величин у горных пород зависят от УЭС скелета и флюида. Большинство породообразующих минералов являются диэлектриками, практически не влияющими на сопротивления породы. Их УЭС определяется количеством содержащихся в порах воды и ее минерализацией.

Удельное сопротивление пластовой воды является важным интерпретационным параметром. Информацию об УЭС пластовой воды получают с помощью хим. анализа проб добытой воды и анализом диаграмм ПС. Для чистой неглинистой породы с межзерновой пористостью, поры которой на 100% заполнены минерализованной водой, УЭС $\rho_{вп}$ определяется значением $\rho_{в}$, удельным объемом насыщающего раствора, т.е. коэффициентом пористости породы $\kappa_{п}$, геометрией порового пространства и т.п. Чтобы исключить влияние $\rho_{в}$, рассматривают отношение $R_{п} = \rho_{вп} / \rho_{п}$, которое называют **параметром пористости (относительным электрическим сопротивлением)**. В широком диапазоне значений $\rho_{в}$ значение $R_{п}$ для конкретной породы – константа. Так как в общем случае геометрия емкостного пространства коллектора сложна и разнообразна, на практике для связи $R_{п}$ и $\kappa_{п}$ используют **эмпирическую формулу Арчи - Дахнова**:

$$R_{п} = \alpha_{м} / \kappa_{п}^m,$$

Константы $\alpha_{м}$ и m определяются экспериментально на образцах пород (кернах). Показано, что $\alpha_{м} = 0,8 - 1,3$, а m изменяется от 1,3 (пески) до 2,3 (для цементированных пород. Если нет фактических данных, полагают $\alpha_{м} = 1$, а $m = 2$.

ФЭС и др. свойства терригенных коллекторов существенно зависят от содержания в породе глинистого материала, его свойств. *Содержание глинистого материала является решающим критерием при разделении пород на коллекторы и неколлекторы.* Содержание рассеянной глины характеризуют рядом параметров: **массовая глинистость ($C = M_{гл}/M$)**, **объемная глинистость; относительная глинистость ($\mu_{гл} = \kappa_{гл} / (\kappa_{гл} + \kappa_{п})$)**. Учитывается также поверхностная проводимость глинистых частиц, которая обеспечивается подвижными ионами диффуз-

ного слоя с помощью коэффициента поверхностной проводимости $\Pi = R_k/R_p$ (отношение параметров пористости породы, насыщенной соответственно слабоминерализованной и высокоминерализованной водой. Кроме поверхностной различают также *слоистую глинистость*. Обычно в породе преобладает глинистость одного вида.

Кроме межзерновых пор в породе могут присутствовать трещины, каверны и крупные пустоты выщелачивания. Присутствие трещин резко снижает значение R_p , так как трещины – это поры с очень простой геометрией.

нефтегазонасыщения $K_{нг}$. В сумме K_v и $K_{нг}$ дают 1. Часть пор в нефтеносной породе занята диэлектриком – нефтью или газом. Поэтому УЭС возрастает, что служит *индикатором нефтенасыщения породы*. Удельное сопротивление нефтегазонасыщенных пород зависит от относительного объема пор, занятых водой (коэффициента водонасыщения K_w). Относительный объем пор, занятых нефтью или газом, характеризуют коэффициентом нефтегазонасыщения $K_{нг}$. Для учета различных факторов, влияющих на величину УЭС используют коэффициент увеличения сопротивления R_n (параметр насыщения). Он равен отношению удельного сопротивления породы ($\rho_{нг}$), поры которой заполнены нефтью или газом и водой, к удельному сопротивлению $\rho_{вп}$ этой же породы, заполненной водой такой же минерализации и температуры:

$$R_n = \rho_{нг} / \rho_{вп}$$

В результате экспериментальных исследований получена *вторая эмпирическая формула Арчи – Дахнова*:

$$R_n = \alpha n / K_v^n = \alpha n / (1 - K_{нг}^n)^n$$

Часто полагают $\alpha n = 1$. Нижняя граница значений n – 1 (например, кавернозная порода) верхняя – 2 и выше (трещинно-кавернозная порода). Для межзерновых гидрофильных коллекторов (терригенных и карбонатных), хорошо сцементированных и слабоглинистых, значение $1,8 < n < 2$.

Установки и зонды в методе КС

А, М и N на многожильном кабеле опускают в скважину, В заземляют на поверхности.

При перемещении зонда по скважине ΔU изменяется в зависимости от изменения УЭС горных пород. Чтобы на измеренное ΔU не оказывали влияние естественные потенциалы, через питающие электроды пропускают квазипостоянный ток частотой от десятков до сотен герц. По известной из теории ВЭЗ формуле вычисляется r_k , где $k = 4\pi AM \cdot AN / MN$ – коэффициент скважинного зонда. Установку, в которой $AM \gg MN$ называют *градиент-зондом*. Точку О, расположенную посередине между М и N принимают за точку записи. Длиной градиент зонда называют расстояние от точки О до непарного электрода. Когда $AM \gg MN$ установку называют *потенциал-зондом*. За точку записи принимают точку О, расположенную посередине между А и М. за длину зонда расстояние между А и М. Зонды называют *подошвенными*, если парные электроды располагаются ниже непарного, а *кровельными* (обращенными), если наоборот. Размеры зондов записываются по обозначениям электродов в порядке их расположения сверху вниз, указывая между ними расстояния в метрах: А1,0 М0,1 N – градиент-зонд, длина 1,05 м. Радиус исследования градиент-зонда примерно равен его длине, а потенциал-зонда в несколько раз больше.

Кривые КС

По кривым КС потенциал зондов отбивается пласт, а по градиентным – подошва и кровля пласта – соответственно. Форма фактической кривой зависит не только от типа зонда, но и от значений диаметра скважины (d_c), диаметра зоны проникновения фильтра бурового раство-

ра(D), мощности пласта(h), сопротивления бурового раствора, зоны проникновения и пр. Поэтому для изучения коллекторов используют **специальный метод БКЗ**.

Поскольку детальность исследования определяется длиной зонда, можно, используя набор зондов разной длины провести зондирование среды в радиальном (боковом) направлении. Если пласт имеет достаточную мощность, то на показания зондов малой длины основное влияние будет оказывать УЭС околоскважинного пространства, а на больших зондах – УЭС неизменной части пласта, в БКЗ используют градиент-зонды, т.к. их радиус исследования в 2-3 раза меньше, чем у потенциал-зондов и на них меньше влияют осадочные породы.

Обычно применяют комплект из 5 зондов: А0,4М0,1N; А1,0М0,1N; А2,0М0,5N; А4,0М0,5N; А8,0М1,0N. Этот набор дополняют зондом N0,5М4,0А, служащим для уточнения границ пластов, значением d_c и кривой ρ_c по скважине. В результате для каждого исследуемого пласта по 5 зондам получают значения ρ_{ki} . С помощью спецприемов их приводят к значениям ρ_{ki} для пласта бесконечной мощности. Далее строят кривую по 5 точкам $\rho_k / \rho_c = f(L/d_c)$ с различными отношениями ρ_p / ρ_c и фиксированными отношениями D/d_c и ρ_{zp} / ρ_c , ведется интерпретация и находятся искомые значения D , ρ_{zp} и ρ_p .

Задачи, решаемые методом КС

Чтобы иметь сопоставимые данные, все измерения во всех скважинах одного района проводят **стандартным комплексом**, который включает регистрацию кривой ПС и кажущихся сопротивлений потенциал и градиент-зондами. В стандартный комплекс входят потенциал-зонд А0,5М6,0N и градиент-зонд А2,0М0,5N. Стандартный каротаж – простейший комплекс ГИС, использующийся для литологического и стратиграфического расчленения, выделения пластов-коллекторов и определения ВНК.

С помощью БКЗ определяют количественные характеристики коллекторов: коэффициенты пористости, нефтегазонасыщенности, зольности. Метод также позволяет различить три вида проникновения фильтра бурового раствора в пласт: 1) повышающее проникновение, когда $\rho_{zp} > \rho_p$; 2) понижающее проникновение $\rho_{zp} < \rho_p$; 3) отсутствие проникновения $\rho_{zp} = \rho_p$. Наличие зоны проникновения характеризует проницаемость пласта. Метод БКЗ дает хорошие результаты при изучении мощных или уединенных тонких пластов плотных и пористых с межгранулярной пористостью пород.

Метод БКЗ не находит применения, когда: 1) $\rho_p / \rho_c > 200$, так как существенная часть тока ответвляется в сторону и погрешности определения ρ_p превышают допустимые; 2) пласт отличается малой мощностью и $\rho_p / \rho_{вм} > 20$, так как значительная часть тока ответвляется во вмещающую породу. Поэтому для изучения пластов высокого сопротивления было предложено направлять ток в исследуемый пласт с помощью фокусировки. Эта идея реализована в боковом каротаже.

Боковой каротаж

Различают БК, выполняемый с 3-, 7- и 9-электродными зондами

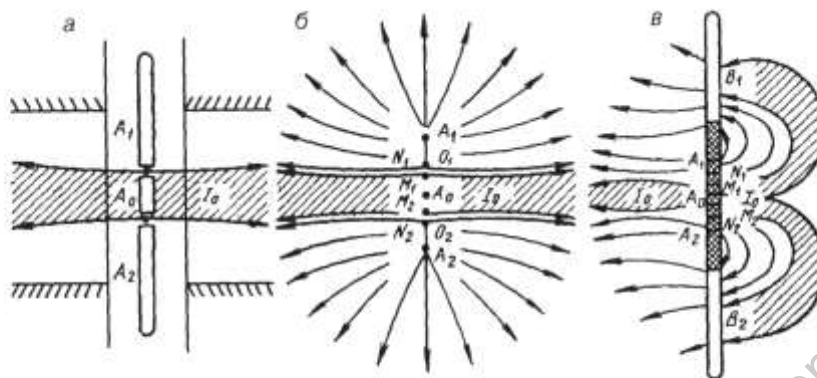


Рис. 69. Схемы зондов БК:

а — трехэлектродный (БК-3); б — семиэлектродный; в — девятиэлектродные (левая и правая части рисунка).
Схематичное распределение токовых линий в скважине (а) и однородной среде (б, в)

3-электродный зонд состоит из 3 цилиндрических электродов удлиненной формы. Экранирующие электроды A_1 и A_2 располагаются симметрично относительно центрального эл-да A_0 . Между эл-дами располагается изолятор. Через эл-ды пропускают квазипостоянный ток так, чтобы потенциалы всех электродов были одинаковы (B заземлен на поверхности как обычно или расположен в скважине). Это часто достигают с помощью соединения A_0 с электродами A_1 и A_2 через малое сопротивление (0,01 Ом), которое одновременно используется для измерения силы тока через центральный электрод. Так как потенциалы всех электродов равны, то токовые линии от центрального электрода образуют почти горизонтальный слой, имеющий форму диска. Разность потенциалов измеряется между электродом A_0 и удаленным от зонда электродом N . Результат измерения относится к середине A_0 . ρ_K определяют по соответствующей формуле $k\Delta U/I_0$.

На диаграммах БК пласты, в том числе маломощные, выделяются более четко. Влияние мощности пласта начинает сказываться при $h = 4d_c$. Принципы отбивки границ пластов и снятия показаний те же, что и для нефокусированных потенциал-зондов. Кривые БК на диаграммах часто представляют в логарифмическом масштабе.

Задачи, решаемые БК

БК — более совершенный метод для разрезов с понижающим проникновением фильтрата в пласт, с заполнением скважины соленым раствором ($\rho_c < 0,1$ Ом.м), для изучения разрезов, сложенных породами высокого сопротивления, а также при исследовании пластов малой мощности. Зонды БК обладают более высокой расчленяющей способностью. В результате удается хорошо обработать пласты толщиной до 1 м.

Индукционный каротаж

ИК относится к *электродным методам ГИС* и заключается в возбуждении в породах переменного электромагнитного поля частотой от десятков кГц до десятков МГц и последующей регистрации определенных параметров этого поля. Электромагнитные методы не требуют наличия проводящей промывочной жидкости (ПЖ), поэтому их можно применять в сухих скважинах, скважинах заполненных непроводящей жидкостью (пресная вода, РНО), и при обсадке пласти-

ковыми трубами. Однако предполагается наличие немагнитной среды и корпуса приборов выполняют из немагнитного материала

Зонд ИК состоит из двух катушек индуктивности – генераторной (Г) и приемной (П), расположенных на определенном расстоянии на непроводящем стержне. Расстояние между центрами Г и П катушек принимают за длину зонда (L), а точкой записи считается середина расстояния между ними. Электронная схема обеспечивает питание катушки переменным током частоты 20 – 50 кГц. Переменный ток, протекая по катушке Г, создает в окружающей среде первичное переменное магнитное поле. Оно порождает в окружающем пространстве вихревые токи (явление электромагнитной индукции). В однородной среде линии вихревых токов представляют собой окружности с центрами на оси прибора. Вихревые токи создают вторичное магнитное поле (явление самоиндукции). Т.о., первичное и вторичное поля создают в приемной катушке ЭДС. Созданная первичным полем ЭДС не несет информации о породах и ее компенсируют с помощью спецкатушки К(компенсационной), включенной навстречу П. На практике зонды ИК содержат большее количество катушек, обеспечивающих фокусировку поля в пласт. Зонды ИК обозначают как 6Ф1,0; 8И1,4, 4Ф1,0 и т.д. Первая цифра обозначает число катушек, вторая длину зонда. В результате зондами ИК измеряют удельную кажущуюся проводимость $\gamma_k = E/K_i$, где E – величина ЭДС в приемной катушке, K_i – коэффициент зонда, зависящий от параметров катушек, силы и частоты тока и определяемый опытным путем, например в баке с водой.

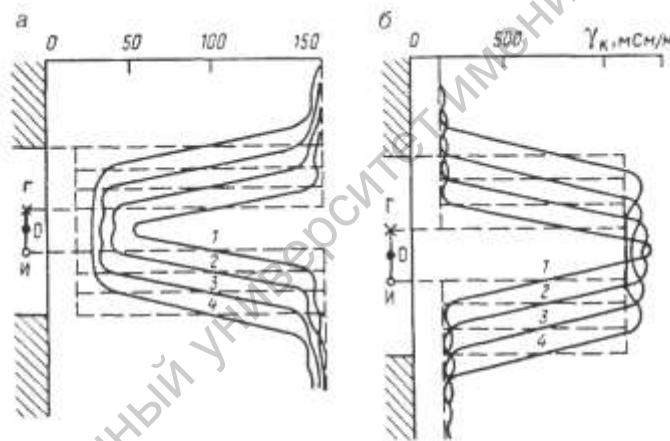


Рис. 70. Кривые кажущейся проводимости для зонда 6Ф1,0:
 а – пласт высокой сопротивленности ($\rho_{11} = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_{311} = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$); б – пласт
 низкой сопротивленности ($\rho_{11} = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_{311} = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$).
 Шифр кривых – мощность пласта (h) в метрах

Кривые ИК симметричны относительно середины пласта. Влияние вмещающих пород сказывается меньше, чем в других методах сопротивления. Значения γ_k определяют против середины пласта – минимальное или максимальное. Результаты измерений представляют в логарифмическом масштабе.

Метод ИК применяется при малых отношениях ρ_p / ρ_c и повышающей зоне проникновения, а также при больших значениях ρ . Эффективность метода снижается в случае $\rho_p > 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, повышающем проникновении и $\rho_c < 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В целом с помощью ИК детально изучают разрезы, сложенные породами низкого сопротивления : глины, песчаники и карбонаты, насыщенные сильноминерализованной пластовой водой, рудоконтролирующие и угленосные слои. Метод широко применяют для выделения и изучения нефтегазовых коллекторов в скважинах, пробуренных на слабоминерализованных и непроводящих ПЖ, обсаженных непроводящими трубами. Метод часто применяют в комплексе с обычными зондами КС или зондом БК.

Высокочастотное индукционное каротажное изопараметрическое зондирование (ВИКИЗ)

Зонд ВИКИЗ – это комплекс из 5 трехкатушечных зондов разной длины. С его помощью определяют 5 различных значений кажущейся удельной проводимости. Зонд ВИКИЗ обычно объединяют с зондом ПС. Методом ВИКИЗ решаются те же задачи, что и зондами ИК. Однако, верхняя граница диапазона определяемых ρ_p повышается до 200 Ом.м, а также появляется возможность проводить измерения в скважине с более низким ρ_c (до 0,02 Ом.м). Для определения диаметра зоны проникновения, ее удельного сопротивления и сопротивления неизменной части пласта ВИКИЗ в отличие от ИК не требует привлечения других электрических методов. Причем в гидрофильных коллекторах удастся выделить так называемую окаймляющую зону, образующуюся из-за вытеснения нефти и пластовой воды.

Диэлектрический каротаж

Элмагнитный метод, основанный на измерении кажущейся диэлектрической проницаемости породы.

Аппаратура представляет собой один трехкатушечный зонд (аналогичный ВИКИЗ) - одна генераторная и две сближенные приемные. Длина зонда $L = 0,8- 1,0$ м. Используются рабочие частоты – 40 – 60 Гц. Малая база зонда (0,2-0,3м) и высокая частота определяют четкое выделение пластов с малыми и высокими значениями ϵ . Метод используется для оценки глинистости пород, заводнения пласта, контроля за положением ВНК и определения k_v и $k_{нг}$.

Микрокаротаж

Микрометоды предназначены для измерения сопротивления части пласта, непосредственно прилегающего к стенке скважины. Микрометоды делятся на *микрокаротаж* (МКЗ – микрозондирование) (проводят с помощью микроаналогов потенциал- и градиент-зондов без фокусировки тока) и *боковой микрокаротаж* (МБК – проводят с помощью микроаналогов зондов БК). Проводят также *резистивиметрию* – определение сопротивления промывочной жидкости.

Микрозонды представляют собой установки малого размера. Состоят из башмака, выполненного из изоляционного материала (резина). На внешней стороне башмака расположены 3 точечных электрода - М, N и А, расстояние между которыми обычно составляет 2,5 см. Внешняя сторона башмака прижимается спецрессорой к стенке скважины, обеспечивая экранирование зонда от бурового раствора и снижение влияния скважины на результаты измерений. Зонд N0,025M0,05A образует обращенный градиент микрозонд (МГЗ), а зонд M0,05A - потенциал микрозонд, у которого электродом N служит корпус прибора. Запись двух кривых КС проводят одновременно и обычно представляют в трех различных линейных масштабах, относящихся как 1:5:25. Микрозонды используют для детального расчленения разрезов. Широкое применение микрозонды нашли при выделении проницаемых пластов. Радиус исследования МПЗ в 2 – 2,5 раз большего длины и составляет 10 – 12 см, радиус исследования МГЗ примерно 3,5 см. Поэтому образующаяся в коллекторах глинистая корка влияет на показания МПЗ меньше, чем на МГЗ. Так как удельное сопротивление корки меньше, чем промытой зоны, то показания МГЗ в проницаемых пластах меньше, чем для МПЗ. Это служит диагностическим признаком коллектора. Из-за наличия корки показания микрозондов нельзя использовать для изучения зоны проникновения. С этой целью используют зонды с фокусировкой тока, т.е. боковой микрокаротаж.

МБК имеет высокую разрешающую способность по вертикали. Измеренное значение сопротивления промытой зоны позволяет определить остаточную нефтегазонасыщенность в промытой зоне и тем самым примерно оценить неизвлекаемые запасы.

Благодаря высокой вертикальной разрешающей способности зонды применяют для оценки наклонов пластов. Скважинный прибор – пластовый наклонмер – содержит несколько

расположенных по окружности прижимных устройств, на каждом из которых расположен зонд МБК. По вертикальному сдвигу диаграмм зондов находят наклон пласта, а по показаниям встроенного инклинометра – азимут угла падения.

Резистивиметр представляет собой центрированный (не прижатый к стенке) микроградиент-зонд с кольцевыми электродами. Значения ρ_c используют для интерпретации данных методов ГИС. При контроле технического состояния скважины резистивиметрия помогает выделить интервалы притока пластового флюида или поглощения бурового раствора.

Методы радиометрии скважин

Радиометрические, или **ядерно-физические методы (ЯФМ)**, исследования скважин, они же **радиоактивный каротаж (РК)**, – совокупность методов, основанных на изучении ядерных свойств горных пород с помощью естественных и искусственно созданных радиоактивных излучений. Используют следующие виды РК:

- гамма-каротаж (ГК) и спектрометрический гамма-каротаж (СГК);
- гамма-гамма-плотностной каротаж (ГГК-П) и гамма-гамма-селективный гамма-гамма-селективный (литологический) каротаж (ГГК-С);
- рентгено-радиометрический каротаж (РРК);
- нейтронный гамма-каротаж (НГК), нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым нейтронам (ННК-НТ) и надтепловым нейтронам (ННК-Н), а также спектрометрический -- нейтронный гамма-каротаж (СНГК);
- импульсный нейтронный каротаж (ИНК) и спектрометрический импульсный нейтронный каротаж (СИНК).

К РК относят также метод **ядерно-магнитного резонанса**, который не связан с регистрацией ядерных частиц, но использует наличие магнитных и механических моментов у ядер водорода.

Важнейшие отличительные особенности РК:

- показания РК определяются элементным химсоставом породы и /или концентрацией отдельных элементов. Это позволяет осуществить литологическое расчленение пород, вести поиск и разведку полезных ископаемых по прямым признакам;
- данные РК не зависят от текстурно-структурных свойств породы, что дает возможность, комплексируя РК с методами, чувствительными к текстурно-структурным свойствам, оценить тип порового пространства;
- большинство методов РК можно применять как в открытом стволе, так и в обсаженной скважине, поэтому их используют на всех этапах горно-геологических работ;
- На показания любого радиоактивного метода оказывает влияние только небольшая часть окружающей среды. Радиус исследования методом РК не превышает нескольких десятков сантиметров.

Физические основы методов радиометрии изложены выше.

Аппаратура состоит из скважинного прибора, заключенного в стальную гильзу, и наземного пульта, соединенных каротажным кабелем.

Различают интегральную и спектрометрическую аппаратуру. Первая регистрирует частицы с энергией выше (или ниже) заданного порогового значения, вторая – частицами с энергиями, принадлежащими к определенному к определенному диапазону интервалов, заключенному между пороговыми значениями.

Главным элементом зонда искусственных методов РК является стационарный или импульсный **источник излучения**. Источники гамма-квантов относятся к стационарным.

Такой источник представляет собой металлическую ампулу, содержащую активный β -препарат (^{60}Co , ^{137}Cs). В результате β -распада цезия (в среднем 10^9 распадов в секунду) возникает гамма-излучение с основной энергией 0,661 МэВ. В импульсном источнике нейтронов используют смесь α -излучателя с порошком бериллия или бора. При бомбардировке α -излучателя (соль радия, плутоний ^{239}Pu) α -частицами бериллия происходит ядерная реакция с образовани-

ем $10^6 - 10^7$ нейтронов в секунду с энергиями 3,0 – 5,0 МэВ. В приборе имеется *интенсиметр*, служащий для измерения интенсивности излучения – среднего числа импульсов за единицу времени N (имп/мин). Это делает аппаратуру инерционной и накладывает ограничения на скорость каротажа. Границы пластов отмечают в середине аномалии. Диаграммы напротив однородного пласта, залегающего между двух отличающихся однородных пластов, становятся симметричными.

В спектрометрической аппаратуре имеется несколько каналов. В каждый попадают только частицы с энергией, лежащей в определенном интервале, и ведется подсчет количества частиц N за единицу времени. Получают зависимость $N = f(E)$ – энергетический спектр, показывающий излучения по энергиям. Для получения корректных результатов любую аппаратуру РК необходимо эталонировать.

Гамма – каротаж

Интегральный гамма-каротаж (ГК).

В методе ГК по стволу скважины регистрируют интенсивность гамма-квантов естественного происхождения. Радиоактивность пород практически целиком обусловлена содержанием в них элементов уранового (235 и 238) и ториевого (232) радиоактивных семейств и изотопом калия(40). Каждый элемент излучает гамма-кванты определенной энергии. Гамма-излучение калия монохроматично с энергией 1,46 МэВ. Излучение уранового и ториевого рядов имеет несколько энергетических линий.

Задачи, решаемые ГК.

Радиоактивность породы определяется ее химсоставом. Породам, содержащим промышленные скопления урана и тория, отвечают высокие показания Γ . Из осадочных пород, характерных для нефтегазовых месторождений, наиболее радиоактивны чистые глины. Менее р-а песчаные и известковистые глины, далее следуют глинистые пески, песчаники, чистые пески и карбонатные породы. Наименее р-а гидрокхимические осадки (исключая калийные соли), большинство каменных углей. Однако, встречаются песчаные (глауконитовые и полевошпатные пески) и карбонатные породы с повышенным содержанием р-а элементов. Поэтому интерпретацию диаграмм ГК проводят с учетом геологич. особенностей разреза.

Так как показания ГК зависят не только от р-а, но и от условий измерений в скважине, для исключения последних используют *безразмерный двойной разностный параметр*:

$$\Delta\Gamma = (\Gamma_{\infty} - \Gamma_{\min}) / (\Gamma_{\max} - \Gamma_{\min}),$$

где Γ_{∞} - исправленное значение Γ за вмещающие породы; Γ_{\max} и Γ_{\min} – соответственно макс и мин показания по всему разрезу. С помощью двойного разностного параметра часто определяют глинистость породы, используя эмпирические связи типа «ГИС – керн».

ГК – один из основных методов ГИС. Его используют в комплексе с другими для *геологического расчленения разреза; корреляции разрезов; выделения ПИ; оценки глинистости ; для взаимной увязки по глубине измерений других методов ГИС в обсаженных и необсаженных скважинах.*

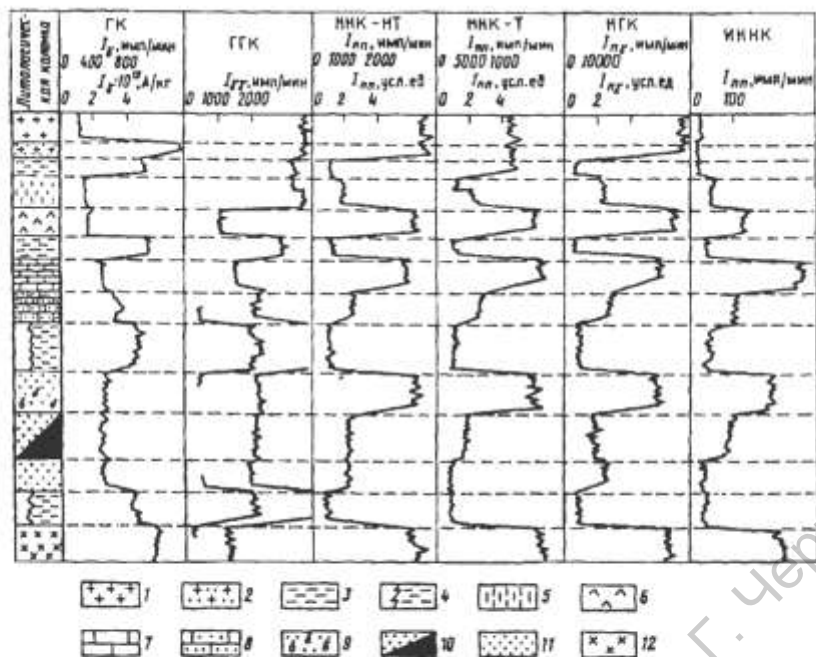


Рис. 71 . Схематичные диаграммы, полученные ядерными методами в разрезе осадочных пород (по Д. И. Добрынину и др.):

1 – каменная соль; 2 – калийная соль; 3 – глина; 4 – размытый пласт с большой каверной; 5 – гипс; 6 – ангидрит; 7 – известняк низкопористый; 8 – известняк высокопористый; песчаник (песок); 9 – газоносный; 10 – нефтеносный; 11 – водоносный; 12 – метаморфизованная порода

Спектрометрический гамма-каротаж (СГК)

С помощью СГК определяют суммарную (интегральную) естественную р-а породы и оценивают содержание в породе калия, урана и тория. К числу основных задач, решаемых с помощью СГК относятся:

- литологическое расчленение разреза и детальная корреляция разрезов;
- оценка минералогической и гранулометрической глинистости;
- определение минерального состава глин;
- определение пористости коллекторов в комплексе с ГГК, ННК, АК;
- выделение зон трещиноватости.

Гамма-гамма-каротаж (ГГК)

Метод заключается в облучении породы гамма-квантами с последующей регистрацией рассеянных гамма-квантов, достигших детектора. Различают **плотностную (ГГК-П)** и **селективную (ГГК-С)** модификации ГГК.

Прибор ГГК-П состоит из стационарного источника гамма-квантов и двух детекторов излучения, т.е. является двух-зондовой установкой. Применяют в не обсаженных скважинах. Отличающиеся показания малого и большого зондов позволяют исключить влияние промежуточного слоя (промывочная жидкость, воздух, глинистая корка). Метод позволяет оценить плотность породы и по этой величине провести литологическое расчленение разреза.

В **ГГК-П** используют источник гамма-квантов относительно больших энергий (максимум – 0,5 – 1,0 МэВ). Подавляющая часть гамма-квантов сначала претерпевает несколько актов упругого рассеяния (**комpton-эффект**), уменьшая свою энергию, и далее поглощается в результате **фото-эффекта**. Часть непоглощенных гамма-квантов с энергиями 0,2 – 1,0 МэВ, для которых характерен комpton-эффект, попадают в детекторы, а гамма-кванты с более низкой энергией поглощаются экранами. Макроскопическое сечение (упрощенно – вероятность) взаимодействия комpton-эффекта пропорционально электронной плотности элемента: $\sigma_E = (2Z/A)\sigma$, где Z- порядковый номер элемента, A – массовое число атома; σ – обычная плотность. Таким

образом становится возможным оценивать плотность пород. Для основных породообразующих элементов $\sigma_E = \sigma$. Однако, для водорода $\sigma_E = 2,0\sigma$, а для воды $\sigma_E = 1,1\sigma$. В целом, возникающая за счет этого погрешность невелика и поддается учету при интерпретации.

Селективный ГГК-С предназначен для изучения вещественного состава пород и руд, их литологии. Энергия гамма-квантов, регистрируемых при ГГК-С, лежит в области преобладания фото-эффекта. В этой области среднеквадратичное расстояние (L_γ), пролетаемое гамма-квантом до его поглощения, зависит от атомных номеров (Z) элементов, слагающих породу, а не от плотности породы. Атомный номер характеризует литологию породы, поэтому ГГК-С называют литологическим каротажем. Чтобы обеспечить работу в режиме фото-эффекта, в ГГК-С применяют источники относительно мягкого излучения ^{75}Se или ^{170}Tm . Их энергии лежат в диапазоне от десятков до сотен КэВ. Метод используют при поисках сурьмы, свинца, ртути, железа, каменных углей и горючих сланцев. На нефтегазовых месторождениях его применяют для оценки степени кальцитизации отложений./

Рентгенорадиометрический каротаж (РРК)

Метод ГИС, основанный на возбуждении и *регистрации характеристического рентгеновского излучения элементов*, входящих в состав горных пород. Породы облучают гамма-квантами сравнительно низких энергий, для которых велика вероятность фотоэффекта. Возникающее при их поглощении характеристическое излучение регистрируют спектрометрической аппаратурой. Максимумы на диаграммах, соответствующие содержанию отдельных элементов, используют для идентификации этих элементов и оценки их содержания. Чем выше атомный номер элемента, тем выше вероятность поглощения гамма-квантов, поэтому с помощью РРК в первую очередь, выделяют и оценивают содержание минералов, содержащих тяжелые элементы. Излучение интенсивно поглощается породой – глубинность (радиус действия) метода составляет несколько мм. Основное достоинство - возможность аналитических определений рудных элементов непосредственно в скв. Для оконтуривания рудных зон, опробования и определения подсчетных параметров при разведке и эксплуатации м-ий свинца, ртути, вольфрама, висмута, золота и др. На нефтегазовых м-иях не применяют.

Нейтронный каротаж

Метод, основан на облучении пород стационарным потоком быстрых нейтронов и регистрации вторичного излучения *надтепловых, тепловых нейтронов* (Inp) или *гамма-квантов* (Inu) *радиационного захвата* (ГИРЗ). Существует также спектрометрическая модификация НК, основанная на изучении спектра ГИРЗ.

Зонды НК.

Все скважинные приборы НК устроены аналогично

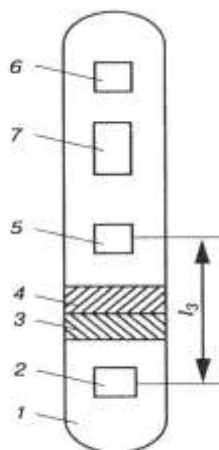


Рис. 72. Схема прибора НК (пояснения в тексте)

Внизу прибора располагается хвостовик 1 с ампульным источником быстрых нейтронов 2. Хвостовик имеет экран-замедлитель нейтронов из водородсодержащего вещества 3 (парафин) и экран-поглотитель гамма-квантов 4 (свинец). Эти экраны исключают прямое облучение источником одного детектора излучения нейтронов или гамма-квантов 5. При перевозке и хранении хвостовик с источником помещают в защитный контейнер, изготовленный из водородсодержащего вещества в смеси с нейтронопоглощающими веществами (борная кислота и др.). Прибор также содержит детектор гамма-квантов естественного происхождения 6 (ГК), который расположен так, чтобы на него не влияло гамма-излучение ГИРЗ, и электронную схему 7. За длину зонда принимают расстояние между серединами источника и детектора, за точку записи – середину этого расстояния. Наибольшее распространение получили многозондовые приборы (обычно двухзондовые), позволяющие снизить влияние скважины на результаты измерения.

Физические основы НК.

Источник испускает быстрые нейтроны ($>100\text{кэВ}$) с энергиями, распределенными в основном между 3,0 и 5,0 МэВ. В однородной среде для таких нейтронов наиболее вероятно неупругое рассеяние. Ядро атома оказывается в возбужденном состоянии, которое снимается за время порядка 10^{-14}с , испуская каскад гамма-квантов (*гамма-излучение неупругого рассеяния – ГИНР*). После нескольких актов рассеяния энергия нейтрона снижается. Средняя скорость нейтрона и вероятность неупругого рассеяния резко падают, и наиболее вероятной реакцией становится реакция упругого рассеяния. Благодаря этому нейтрон продолжает терять энергию до приобретения им тепловой энергии, т.е. соизмеримой с энергией теплового движения атомов и молекул ($0,025\text{эВ}$ при $t=20^\circ\text{C}$). Поэтому *нейтроны с энергией $<0,5\text{эВ}$ называют тепловыми, с энергией примерно $0,3 - 10\text{эВ}$ – надтепловыми*. Приобретение нейтроном тепловой энергии с момента вылета из источника называют процессом замедления. Вероятность упругого рассеяния наибольшая для водорода, в 5 – 10 раз больше, чем у других элементов. Таким образом, водород является аномальным замедлителем нейтронов. Тепловые нейтроны участвуют в тепловом движении атомов и молекул, сталкиваясь с ними, в среднем не теряя энергии (процесс диффузии). В результате нейтроны поглощаются ядром. Процесс поглощения обычно вызывает последующее испускание нескольких гамма-квантов, называемое гамма-излучением радиационного захвата (ГИРЗ). Одной из наибольших вероятностей ГИРЗ обладает хлор, в больших количествах содержащийся в пластовых водах нефтегазовых месторождений.

Разновидности нейтронного каротажа

Используют нейтронный каротаж с регистрацией надтепловых нейтронов (ННК-НТ), Нейтронный каротаж с регистрацией тепловых нейтронов (ННК-Т),

Нейтронный каротаж с регистрацией гамма-квантов (НГК).

Для зонда ННК-НТ количество нейтронов, достигших детектора, определяется способностью воздействовать на процесс замедления нейтронов. Т.к. аномальным замедлителем является водород, то показания зонда однозначно связаны с концентрацией водорода, присутствующего в пластовых водах, нефтях, газах. Влияние химсостава скелета породы, не содержащей кристаллизационной воды не превышает 5-6% от результатов измерений. (пример диаграммы – рис 71).

Показания ННК-Т зависят не только от процесса замедления нейтронов, но и от процесса диффузии тепловых нейтронов. В результате тепловые распространяются на большие расстояния, чем надтепловые. Среднеквадратичная длина пробега тепловых нейтронов, т.е. до его поглощения определяется замедляющими и, в меньшей степени, поглощающими свойствами среды. Таким образом, показания ННК-Т определяются в основном содержанием водорода в породе. Преимущество ННК-НТ при определении содержания водорода в породе состоит в отсутствии влияния поглощающих свойств и минерализации бурового раствора. (пример диаграммы – рис. 71).

Показания НГК зависят от количества гамма-квантов, образовавшихся в результате захвата нейтронов атомами и достигающих детектора. Это количество пропорционально числу поглощенных нейтронов и, соответственно, числу гамма-квантов, возникших при захвате одного нейтрона. Так, при захвате одного теплового нейтрона хлор в осадочных породах отдает в среднем 2,3 гамма-кванта с высокой энергией. В среднем гамма-кванты удаляются на несколько большее расстояние, чем тепловые нейтроны. Кроме хлора аномальными поглотителями тепловых нейтронов являются бот, кадмий, литий, марганец, редкоземельные металлы. Среднеквадратичная длина пробега гамма-квантов, как и тепловых нейтронов, определяется замедляющими и в меньшей степени поглощающими свойствами среды. Поэтому аналогично упомянутым методам НК показания НГК определяются в основном содержанием водорода в породе. С увеличением в породе элементов, аномально поглощающих тепловые нейтроны, показания НГК очевидно растут. (рис. 71)

Задачи, решаемые НК.

С помощью НК осуществляют литологическое расчленение разреза по содержанию водорода и в меньшей степени - по концентрации поглотителей.

Зависимость показаний НК от содержания водорода обуславливает решение задачи определения коэф. пористости пород k_p . Количество водорода в нефти и воде примерно одинаково. Поэтому нефтенасыщенные породы (скелет которых не содержит кристаллизационной воды) при равной пористости характеризуются одинаковыми показаниями. Для снижения влияния условий измерения используют двойной разностный параметр

$$\Delta I = (I_\infty - I_2)/(I_1 - I_2)$$
, где I_∞ - исправленные за скважинные условия показания НК; I_1 и I_2 – соответственно показания в опорных пластах.

В качестве опорных пластов выбирают пласт, практически не содержащий водорода (плотный пласт), и пласт с большой каверной, максимально насыщенной водородом.

С помощью параметра ΔI оценивают k_p по зависимости вида $\ln(k_p) = f(\Delta I)$.

С помощью НК определяют положение водонефтяного (ВНК) и газожидкостного (ГЖК) контактов. Определение ВНК основано на том, что при переходе от водонасыщенной породы к нефтенасыщенной наблюдается уменьшение минерализации пластовой жидкости, т.е. содержания хлора, и показания ННК-Т растут, а НГК падают. Эти операции проводят в обсаженных скважинах (зона проникновения расформирована).

Существует еще спектрометрическая модификация НК (СНГК), основанная на изучении энергетического спектра гамма-излучения радиационного захвата.

Импульсный нейтронный каротаж (ИНК).

Породу облучают нестационарным потоком быстрых нейтронов с помощью импульсных облучателей. Существует интегральная и спектрометрическая аппаратура. Интегральной реги-

стрируют процесс спада плотности тепловых нейтронов (ИННК) или гамма-излучение радиационного захвата (ИНГК), спектрометрической аппаратурой регистрируют спектры ГИНР (гамма-излучение неупругого рассеяния) и ГИРЗ (СИНГК). Аппаратура ИНК сложнее, чем НК.

Зонды ИННК и ИНГК.

Источник прибора испускает быстрые нейтроны (импульсы) в течение коротких интервалов времени ($\Delta t_{\text{и}} = 100 - 200$ мкс) с частотой $10 - 1000$ гц, т.е. через каждые $10^3 - 10^5$ мкс. Наземная аппаратура содержит многоканальный временной анализатор, который при нескольких временных задержках (сотни – две-три тысячи мкс) на протяжении времени Δt (временное окно) регистрирует интенсивность тепловых нейтронов (I_{nn}) или гамма-квантов (I_{ny}). Для уменьшения статистической погрешности определенных интенсивностей их усредняют по большому числу импульсов. Длина зонда составляет $30 - 40$ см.

Основное применение ИННК и ИНГК – выделение нефтеносных и газоносных пластов. Преимущества ИНК перед НК состоят в большей чувствительности к элементам, хорошо поглощающим тепловые нейтроны и в меньшей зависимости показаний от влияния скважины. Это позволяет, например, в обсаженных скважинах определять ВНК при малой минерализации пластовых вод (от $20 - 30$ г/л). На практике оба метода дают примерно одинаковые результаты. Однако показания ИННК несколько больше зависят от влияния скважины, а показания ИНГК – от естественного гамма-излучения.

В зондах СИНГК используют высокочастотный источник быстрых нейтронов ($>10^9$ нейтронов/с) с частотой запуска импульсов $10 - 20$ кГц, т.е. каждые $50 - 100$ мкс. Анализ спектров ГИНР и ГИРЗ, проводимый при СИНГК, позволяет определить содержание в породе углерода, кислорода, водорода, кремния, кальция, железа, хлора, серы и др., а также оценить пористость, литологический состав и нефтенасыщенность пород. Независимость результатов оценки нефтенасыщенности пород от степени минерализации пластовых вод – важное преимущество метода. Модификация СИНГК, основанная на изучении в соответствующих энергетических окнах отношения интенсивностей ГИНР углерода к кислороду и предназначенная для определения нефтенасыщенности пород, называется С/О (углеродно-кислородным каротажем). Метод применяют в обсаженных скважинах. Аналогично по отношению кальция к кремнию в спектре ГИНР проводят литологическое расчленение геологического разреза, а по отношению водорода к хлору в спектре ГИРЗ – определение ВНК и ГЖК контактов.

Реже на практике используют ядерно-магнитный каротаж (ЯМК), акустический каротаж (АК), термический и магнитный каротаж.

В ЯМК оценивается ИСФ (индекс свободного флюида) и с его помощью определяют процентное содержание ядер водорода, содержащегося в свободном флюиде. С помощью АК осуществляется литологическое расчленение разреза, оценивается пористость коллекторов (по уравнению среднего времени Уайли):

$$\Delta t = \Delta t_{\text{ск}}(1 - k_{\text{п}}) + \Delta t_{\text{ж}} k_{\text{п}},$$
 где Δt , $\Delta t_{\text{ск}}$, $\Delta t_{\text{ж}}$ – соответственно интервальные времена продольных волн в породе, скелете (матрице) породы и пластовом флюиде; $k_{\text{п}}$ – коэф. пористости. Значения $\Delta t_{\text{ск}}$ определяют на керне из скважины;

Оценивается тип порового пространства, характер насыщения, проницаемость коллекторов, прочностные свойства пород. Данные АК используют также для интерпретации материалов сейсморазведки (построение геоакустической модели среды). С помощью АК оценивается качество крепления скважины.

Термокаротаж находит применение при контроле разработки месторождений (выделение интервалов притока и поглощения жидкости и газа) и при изучении технического состояния скважины (при нарушении качества крепления скважины может возникнуть затрубная циркуляция (движение жидкости по стволу скважины за обсадной колонной)).

Магнитный каротаж используют для определения магнитной восприимчивости.

Исследование скважин в процессе бурения

К ним относят методы, основанные на использовании буровой техники, газовый каротаж, исследования каменного материала.

Методы, основанные на использовании буровой техники.

Эти методы позволяют проводить электрические, ядерно-физические и другие виды каротажа непосредственно в процессе бурения, а также извлекать геологическую информацию, заложенную в технологических параметрах бурения. Изучение разрезов на основе технологических параметров бурения служат для исследования прочностных, коллекторских и других свойств пород. В первую очередь это касается механической скорости бурения, затрачиваемой на него энергии и расхода промывочной жидкости. На регистрации этих параметров основаны: механический каротаж (МК), каротаж энергоемкости (КЭ) и фильтрационный каротаж (ФК).

Механический каротаж является важнейшим из этих методов. Он заключается в измерении механической скорости бурения: $v = H/t_H$, где H – длина интервала бурения, равная расстоянию между точками измерения; t_H – время проходки этого интервала в минутах. Механическая скорость бурения – обобщенный параметр, зависящий от технологических факторов (тип долота, число его оборотов, нагрузка на долото, вязкость ПЖ и т.п.), от разности пластового и скважинного давлений, предела прочности породы. По степени твердости породы делят на мягкие (глины, мергели), средние (известняки, песчаники), твердые (кремнистые породы). Увеличение пористости приводит к уменьшению твердости и снижению продолжительности бурения. Рост проницаемости также способствует снижению продолжительности бурения, т.к. ПЖ, проникающая в коллектор, ускоряет отделение частиц от породы. Чем выше пластовое давление, тем ниже твердость, прочность пород и выше скорость. Максимальная скорость соответствует зонам повышенного и аномально высокого пластового давления (АВПД) флюида.

В целом МК применяют для детального литологического расчленения разреза, выделения коллекторов. важная область применения МК – прогноз зон повышенных давлений и АВПД.

Фильтрационный каротаж заключается в регистрации расхода ПЖ с целью выделения коллекторов, т.е. в регистрации разности объемов ПЖ, нагнетаемой в скважину и изливающейся из нее.

Акустический каротаж в процессе бурения (АКПБ) – метод ГИС, заключающийся в измерении параметров вибраций (колебаний) верхней части колонны бурильных труб с целью получения информации о характере разбуриваемых пород.

Газовый каротаж основан на определении количества и состава углеводородных газов в промывочной жидкости. Это прямой метод выявления и изучения коллекторов. Наибольшую информацию о продуктивности породы дают метан, этан, пропан и т.д. Отложения, перекрывающие залежь, содержат УВ газы, концентрация которых нарастает по мере приближения к кровле продуктивного пласта. Поэтому можно прогнозировать продуктивные отложения до их вскрытия, оценивать характер насыщения залежей.

Проводится также исследование каменного материала – шлама (ЛБА, инфракрасная спектроскопия) и керна.

Изучение технического состояния скважин

Сюда относятся контроль траектории скважины в пространстве (инклинометрия), измерение диаметра и профиля сечения скважины (кавернометрия, профилометрия), исследование состояния обсадной колонны и цементного камня за обсадной колонной, выделение мест притоков, поглощений и затрубной циркуляции жидкости

Заключение

Завершая рассмотрение методов геофизики необходимо иметь ввиду, что каждый из методов сам по себе не может обеспечить надежного выявления объекта поиска из-за упоминавшейся выше эквивалентности. Кроме того, каждый из методов имеет определенные ограничения: грави- и магниторазведка неприемлемы для изучения горизонтально-слоистых толщ, а сейсморазведка и методы электроразведки не дают результатов при вертикально-блоковом строении разреза. Зато гравимагнитные данные позволяют более уверенно картировать глубинные разломы, а электроразведочные лучше других «чувствуют» в разрезе нефтегазовые залежи, тогда как сейсмические наиболее достоверны в плане воссоздания структурного каркаса осадочного чехла. Все это дает возможность уяснить, что только в комплексе геофизические методы способны на многое. Резюмируя содержание предложенного курса в целом можно отметить, что разведочная и, в частности, полевая геофизика, позволяют решать становящиеся все более сложными геологические задачи.

Понимание изложенных физико-геологических основ геофизической разведки поможет будущему геологу осознанно подходить к интерпретации геофизических материалов и стать геологом на уровне современных требований. Важно именно понимание, поскольку только при этом изложенный материал сможет закрепиться в сознании и открыть новое видение многих привычных явлений.

Об этом когда-то замечательно написал поэт Леонид Мартынов:

Я понял!
И ясней и резче
Жизнь обозначилась моя,
И удивительные вещи
Вокруг себя увидел я.

Увидел то, чего не видит
Иной вооруженный глаз
И что увидеть ненавидит:
Мир я увидел без прикрас!

Список литературы

А. Основные источники.

1. Воскресенский Ю.Н. Полевая геофизика. Учебник для вузов – М.Недра, 2010,-479 с.
2. Геофизика: учебник / Под ред. В.К.Хмелевского. 2-е изд. – М.: КДУ,2009. – 320 с.
3. Введение в геофизику. Учебное пособие для студентов вузов, обучающихся по направлению 511000 «Геология» и специальности 011200 «Геофизика»/ Ю.П.Конценебин, Ю.Г.Шигаев, А.В.Иванов, Э.С.Шестаков - Саратов, изд-во Саратовского госуниверситета,2006-264 С.
4. Ампилов Ю. П. Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы. М.; Геоинформмарк, 2004, 277 С.
5. Хмелевской В.Г. Геофизические методы исследования Земной коры. Учебное пособие. Кн.2. Дубна,1999, 290 С.
6. Рыскин М.И., Сокулина К.Б. Комплексная интерпретация геофизических данных. Учебное пособие для вузов. Саратов. Изд-во Саратовского госуниверситета,2006, 154 С.
7. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Анализ данных сейсморазведки. Учебное пособие для студентов вузов. Екатеринбург. Изд-во УГГГА,2000г – 212 С.

Б.Дополнительная литература.

8. Рыскин М.И., Иванов А.В. Нелинейная динамика в науках о Земле: информация к размышлению. Известия вузов. Прикладная нелинейная динамика. Том 11, № 6, 2003, Саратов.
9. Рыскин М.И. Физико-геологические основы прогнозирования нефтегазоперспективных объектов методами разведочной геофизики и практика их применения. Известия Саратовского госуниверситета. Новая серия 2007. Том 7, вып 2. С.21-35.
10. Суханов А.Д., Голубева О.Н. Концепции современного естествознания. Учебник для гуманитарных направлений высшего образования. Под редакцией А.Ф. Хохлова. – М., 2000, «Агар». 451 С.