

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»

А. Г. Соколов, Н. В. Черных

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рекомендовано Ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология

Оренбург
2015

УДК 550.83 (075.8)
ББК 26.324 я 73
С59

Рецензент – доцент, кандидат геолого-минералогических наук В.Б.
Черняхов

Соколов, А.Г

С59 Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых :учебное пособие / А.Г. Соколов, Н. В. Черных; Оренбургский гос. ун-т. – Оренбург : ОГУ, 2015.- 143 с.
ISBN 978-5-7410-1277-2

Учебное пособие составлено для чтения курса лекций по дисциплине «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» и вместе с циклом лабораторных работ используется в образовательном процессе. Данное пособие разработано для подготовки студентов по специальности 21.05.02 Прикладная геология очного курса обучения.

Учебное пособие содержит краткие теоретические материалы по дисциплине «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Количество лекций, объем материала соответствуют Рабочей программе дисциплины. Каждый раздел заканчивается контрольными вопросами.

УДК 550 83 (075.8)
ББК 26.324 я 73

ISBN 978-5-7410-1277-2

© Соколов А.Г.,
Черных Н. В.,2015
© ОГУ, 2015

Содержание

1 Вводная лекция.....	10
1.1 Содержание курса, его связь со смежными дисциплинами	10
1.2 Общий обзор и классификация методов	11
1.3 Краткий очерк развития полевой геофизики	14
1.4 Прямая и обратная задача геофизики	16
1.5 Экономическая эффективность геофизических исследований для поисков и разведки нефтегазовых месторождений.....	17
1.6 Контрольные вопросы	18
2 Магниторазведка	19
2.1 Характеристика и развитие метода.....	19
2.2 Магнитное поле Земли	21
2.3 Силы магнитного взаимодействия	25
2.4 Магнитные свойства руд и горных пород	29
2.5 Основы метода магнитной разведки.....	29
2.6 Аппаратура для магниторазведки	30
2.6.1 Феррозондовые магнитометры.....	34
2.6.2 Протонные магнитометры.....	38
2.6.3 Квантовые магнитометры.....	38
2.7 Интерпретации результатов магнитной съемки	34
2.8 Применение магнитной разведки.....	34
2.9 Контрольные вопросы	34
3 Гравиразведка.....	40
3.1 Основы теории гравиразведки.....	40
3.2 Поле силы тяжести на поверхности Земли	41
3.3 Редукция значений силы тяжести	44
3.3.1 Поправка на нормальное поле силы тяжести	45
3.3.2 Поправка на высоту.....	45
3.3.3 Поправка на влияние рельефа.....	46

3.3.4 Поправка на промежуточный слой.....	47
3.4 Аппаратура для гравиразведки.....	49
3.5 Поиски и разведка полезных ископаемых	50
3.6 Контрольные вопросы	53
4 Электроразведка	54
4.1 Геоэлектрический разрез.....	56
4.2 Метод сопротивлений.....	57
4.3 Интерпретация данных метода сопротивлений.....	60
4.4 Электрическое профилирование (ЭП).....	63
4.5 Метод эквипотенциальных линий.....	63
4.6 Метод заряженного тела становлением электромагнитного поля	68
4.7 Методы отношения разности потенциалов (метод ИЖ искатель жил)	65
4.8 Методы переменных полей.....	65
4.8.1 Метод бесконечного длинного кабеля (БДК)	66
4.8.2 Метод петли	66
4.8.3 Метод интенсивности	67
4.8.4 Метод индукции	67
4.9 Метод частотных зондирований	68
4.10 Метод зондирований становлением электромагнитного поля	68
4.11 Методы естественного электрического поля.....	69
4.11.1 Метод теллурических токов.....	69
4.12 Аппаратура и оборудование для электроразведки.....	71
4.13 Электротомаграфия	75
4.14 Контрольные вопросы	77
5 Сейсморазведка	78
5.1 Физические и геологические основы сейсморазведки	80
5.2 Основы геометрической сейсмики.....	84
5.2.1 Годографы прямой и отраженной волн.....	87
5.2.2 Годограф ОГТ	89
5.2.3 Годограф преломленной волны	90

5.2.4	Вертикальные годографы сейсмических волн	91
5.3	Сейсморазведочная аппаратура.....	92
5.3.1	Источники упругих волн	92
5.3.2	Приемники упругих волн	94
5.3.3	Сейсмостанции	95
5.4	Выполнение полевых сейсморазведочных работ	97
5.5	Цифровая обработка данных сейсморазведки.....	98
5.5.1	Демультимплексирование цифровых полевых записей.	98
5.5.2	Мьютинг	99
5.5.3	Ввод и коррекция кинематических и статических поправок	100
5.5.4	Восстановление истинных амплитуд сейсмических записей.....	101
5.5.5	Скоростной анализ. Вертикальные спектры скоростей	102
5.5.6	Получение временных разрезов.....	103
5.5.7	Построение структурных карт и схем по сейсмическим горизонтам.....	107
5.6	Методы решения разведочных задач сейсморазведкой	108
5.6.1	Поиски структур (структурная сейсморазведка)	108
5.7	Сейсморазведка 3Д. Наземные площадные системы наблюдений 3Д.....	109
5.8	Контрольные вопросы	112
6	Ядерно-геофизическая разведка - радиометрия.....	113
6.1	Физико-геологические основы гамма и нейтронных методов.....	113
6.2	Радиоактивные превращения. Единицы радиоактивности	114
6.3	Полевая радиометрическая аппаратура.....	115
6.4	Методика радиометрических исследований при поисках и разведке месторождений.....	117
6.5	Применение радиометрических методов для изучения геологического строения района, поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых .	119
6.6	Контрольные вопросы	120
7	Геофизические исследования в скважинах	120
7.1	Электрический каротаж	122
7.1.1	Каротаж потенциалов собственной поляризации (каротаж ПС.....	122

7.1.2 Каротаж сопротивления.....	123
7.2 Индукционный каротаж	125
7.3 Радиоактивный каротаж.....	126
7.4 Акустический каротаж	127
7.5 Методы контроля за техническим состоянием скважин	127
7.5.1 Инклинометрия.....	127
7.5.2 Кавернометрия и профилометрия.....	127
7.5.3 Наклонометрия	128
7.5.4 Контроль цементирования скважин	129
7.6 Отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов	129
7.7 Отбор образцов пород	130
7.8 Комплексная геологическая интерпретация данных геофизических исследований в скважинах	130
7.9 Контрольные вопросы	131
8 Комплексование геофизических методов.....	132
8.1 Физико-геологическая модель.....	133
8.2 Условия эффективного применения геофизических методов	134
8.2.1 Необходимые и достаточные условия.....	134
8.2.2 Контрастность физических свойств	134
8.2.3 Геометрические размеры объекта.....	135
8.2.4 Уровень помех	135
8.3 Неоднозначность решения обратных задач геофизики	137
8.3.1 Качественная неоднозначность по определению природы геофизических аномалий	137
8.3.2 Количественная неоднозначность при решении обратных задач	137
8.4 Геологическая интерпретация комплексных геофизических данных.....	139
8.4.1 Оценка морфологии объектов.....	139
8.4.2 Оценка мощности и глубины залегания объектов.....	140
8.4.3 Оценка вещественного состава.....	141
8.5 Контрольные вопросы	141

Список использованных источников 142

Введение

Геофизика, как одна из наук о Земле, сформировалась на принципах и достижениях физического подхода к исследованию окружающего мира и нацелена на выявление самой сущности или природы явлений и процессов, происходящих в Земле. Принято следующее определение. **Геофизика - это комплекс наук, исследующих физическими методами формирование, эволюцию, свойства, строение и вещественный состав Земли, а также происходящие в ней природные и техногенные процессы.**

Объект исследования геофизики (то есть, *что* в конечном итоге изучает геофизика) - это:

- Земля в целом и ее геосферы (например, литосфера, гидросфера, атмосфера);
- геологические процессы (перемещение литосферных плит, землетрясения);
- геологические среды (массивы горных пород и т. п.);
- геологические объекты (например, месторождения полезных ископаемых).

Физические методы исследований непосредственно связаны с измерением физических величин, характеризующих свойства изучаемого объекта или процесса. Как правило, изучаемый процесс растянут во времени, а объект обладает пространственной протяженностью. Поэтому для их детального изучения требуется измерить целые совокупности физических величин, называемые физическими полями.

Физическое поле - это множество распределенных в пространстве точек, которые характеризуются конкретными (постоянными или переменными) значениями физических величин.

Геофизика подразделяется на *общую* и *прикладную*. Общая геофизика изучает фундаментальные проблемы физики Земли. Прикладная геофизика, к которой относится и полевая - это раздел геофизики, ориентированный на ре-

шение практических задач. Наибольшие усилия специалистов в этой области сконцентрированы на разработке физических теорий и методов полевой и аэро-геофизической съемки и геофизической разведки, в том числе геофизического исследования скважин.

Объектом исследования полевой геофизики, как и геофизики в целом, являются геологические процессы, геологические среды (массивы горных пород) и геологические объекты (месторождения полезных ископаемых) различного масштаба.

Цель геофизических исследований состоит в получении максимально полной и достоверной информации об исследуемых геологических объектах и процессах, которая позволит решить поставленные практические задачи.

Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых является одной из основных дисциплин общеобразовательного процесса при подготовке студентов специальности 130101.65 «Прикладная геология» по специализации Геологическая съемка поиски и разведка месторождений полезных ископаемых .

1 Вводная лекция

1.1 Содержание курса, его связь со смежными дисциплинами

Геофизические методы исследования земной коры, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых основаны на изучении естественных или искусственно создаваемых физических полей, в которых отражаются различия горных пород и руд по физическим свойствам.

К естественным физическим полям Земли относятся магнитное, гравитационное, электромагнитное, электрическое, тепловое, естественной радиоактивности, упругих колебаний, возникающих при землетрясениях. При геофизических работах широко используют и искусственно создаваемые поля: электромагнитное, упругих колебаний, ядерных реакций, протекающих в результате воздействия на горные породы и руды радиоактивного излучения специальных источников.

Раньше поиски руд и полезных ископаемых производились, главным образом, путем поверхностного геологического обследования разведываемой площади и с помощью шурфовых или буровых работ. Но простые поверхностные обследования площадей при разведках, очевидно, могут применяться только там, где не имеется мощных наносов, прикрывающих месторождения полезных ископаемых, т. е. где рудные тела месторождений или признаки наличия их имеют непосредственные обнажения и залегают на самой поверхности земли. Однако такие случаи в природе встречаются редко и месторождения чаще всего бывают скрыты в земле. Поэтому для поисков таких скрытых месторождений приходилось применять горные работы, например, шурфовку или бурение.

Шурфовая разведка и бурение хотя и дают хорошие результаты, но для своего выполнения требуют больших затрат и много времени. Кроме того, часто для выбора местоположения шурфов или буровых скважин не имеется обоснованных данных и они намечаются почти совершенно произвольно,

например, по заранее установленной сетке. Такие поиски часто становятся нерациональными и нередко приводят даже к неправильным заключениям. Поэтому для поисков месторождений полезных ископаемых теперь широко применяются новые - геофизические методы разведки.

1.2 Общий обзор и классификация методов

1. Магнитный метод разведки (магниторазведка), основанный на изучении магнитного поля на поверхности земли, изменяющегося в зависимости от магнитных свойств полезных ископаемых и окружающих их горных пород. Этот метод теперь является основным и ведущим методом для поисков и разведки магнитных железных руд — магнетитов, титаномагнетитов, железистых кварцитов и некоторых других, менее магнитных руд и полезных ископаемых. Очень широкое применение он также получил для геологического изучения земной коры, для изучения глубинной геологии, тектоники и для геологического картирования.

2. Гравитационный метод разведки (гравиразведка), основанный на изучении поля силы тяжести, изменяющегося в зависимости от плотностей (от удельных весов) рудных тел или других исследуемых геологических объектов. Он получил широкое применение для изучения вопросов глубинной геологии, для поисков соляных куполов нефтеносных и газоносных структур, для выявления и прослеживания угленосных бассейнов и для поисков хромитовых, железорудных и некоторых других месторождений.

3. Электрические методы разведки (электроразведка), основанные на изучении естественных и искусственных электрических полей рудных тел или других геологических образований. В этих методах в основном используется различная проводимость электрического тока рудами и окружающими их горными породами. Многие разновидности электрических методов разведки получили весьма широкое применение и с успехом используются для поисков и разведки медноколчеданных и других полиметаллических сульфидных месторождений и для решения многих, весьма разнообразных вопросов о геоло-

гическом строении исследуемых районов.

4. Сейсмический метод разведки (сейсморазведка), использующий в своем применении различие в скоростях распространения упругих волн в различных породах, возбуждаемых искусственными взрывами. Этот метод за последние годы получил очень большое применение для изучения глубинной геологии и тектоники, и особенно широко используется для отыскания нефтеносных и газоносных структур и при изучении угленосных бассейнов.

5. Радиоактивные методы разведки (радиометрия), основанные на изучении явлений радиоактивности. Применяются они для разведки руд, содержащих радиоактивные элементы, а также для отыскания и прослеживания зон тектонических разломов и частично для картирования и оконтуривания массивов некоторых, особенно кислых, изверженных пород.

6. Геофизические исследования в скважинах (каротаж скважин), проводимые с целью уточнения документации геологического разреза, пройденного скважиной, и с целью изучения технического состояния скважин. Для этих исследований используются многие перечисленные выше свойства горных пород, например, электропроводность, радиоактивность, магнитные свойства и др.

В основе всех геофизических методов разведки используется то, что рудные тела и окружающие их горные породы, имея различные физические свойства, или сами создают вокруг себя в пространстве физические поля, отличающиеся от окружающей среды, или по различному реагируют на различные, искусственно создаваемые физические явления. Обнаруживая и исследуя эти явления и физические поля с помощью различных точных приборов на поверхности земли, тем самым, возможно без выполнения горных земляных работ и бурения, предварительно судить о возможности наличия или отсутствия рудных тел или других особенностей геологического строения на исследуемых площадях.

При некоторых геофизических методах разведки проявление физических свойств используется в естественном виде, например, при магнитном, гравита-

ционном и радиоактивном методах и при методе естественного тока в электро-разведке, так как действие таких свойств на поверхности земли проявляется естественным путем и их необходимо только обнаружить и измерить.

При других же методах, как, например, при сейсмическом и при электрических методах (кроме методов естественного и теллурических токов), различия в физических свойствах сами собою на поверхности земли не проявляются и могут быть обнаружены только при искусственном воздействии на эти свойства, например, путем сильных сотрясений почвы взрывами при сейсморазведке и с помощью введения в землю электрического тока при электроразведке.

Необходимым условием для применения всех геофизических методов разведки является обязательное наличие разницы у искомого объекта и у окружающих его горных пород в тех физических свойствах, которые используются данным методом. Например, для успешного применения магнитного метода разведки необходимо иметь условие, чтобы искомое полезное ископаемое или объект разведки имел возможно большую или, наоборот, меньшую степень намагничивания по сравнению с окружающими породами, т. е. магнитным методом можно обнаруживать или более магнитные руды среди менее магнитных горных пород или наоборот — менее магнитные среди более магнитных. Аналогичные условия необходимы для применения и других геофизических методов разведки.

Преимущества геофизических методов поисков полезных ископаемых:

Основным достоинством геофизических методов разведки является то, что исследования ими производятся довольно быстро и что интересующий нас объект можно обнаружить на значительном расстоянии, с поверхности земли и без выполнения горных работ.

Современные геофизические методы позволяют обнаруживать и изучать физические свойства полезных ископаемых и горных пород с большой точностью и с больших расстояний. Например, электропроводность и упругие свойства, а также магнитные и гравитационные действия рудных тел и гор-

ных пород, при благоприятных условиях и при больших размерах действующих тел могут обнаруживаться и измеряться на глубине в несколько сотен метров или даже несколько километров.

Таким образом, пользуясь геофизическими методами, при благоприятных геологических условиях можно достаточно быстро исследовать большие площади и обнаруживать полезные ископаемые на значительных глубинах. С помощью их можно определять местоположение, а иногда глубину залегания и величину месторождения, или других геологических особенностей, действующих на показания геофизических приборов.

Если даже результаты геофизических разведок иногда и не дают прямых и определенных указаний на наличие того или другого полезного ископаемого, то, пользуясь ими, почти всегда можно получить косвенные указания на возможность наличия нужного нам ископаемого в данном месте и, следовательно, тем самым всегда можно дать направление для дальнейших разведочных работ, ориентируя и направляя их лишь на наиболее перспективные участки.

Недостатки геофизических методов поисков полезных ископаемых:

- неоднозначность интерпретации;
- влияние различного рода помех;
- отсутствие или недостаток параметров среды.

1.3 Краткий очерк развития геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых

Геофизические методы являются новейшими методами разведки месторождений полезных ископаемых, использующими последние достижения науки и техники. Наиболее древним из них является магнитный метод разведки, начало промышленного применения которого для поисков магнитных руд в Швеции относится к 1860 — 1870 годам.

Первые опыты по применению гравитационного вариометрического метода для геологической разведки, выполненные Р. Этвешем в Венгрии, и по

электроразведке Шлюмберже во Франции, были произведены незадолго до начала первой мировой войны. Но систематическое развитие и применение их началось только с 1920—1925 годов.

До революции в России из геофизических методов применялась только магниторазведка, работы по которой, с целью поисков железных руд на Урале и в Западной Сибири (в Горной Шории), не систематически стали проводиться в 1898 г.

Широкие же развитие геофизические работы в СССР получили только после Октябрьской социалистической революции и особенно в годы первых пятилеток.

Одновременно с внедрением геофизических работ в СССР был создан ряд научно-исследовательских геофизических институтов и открыты геофизические специальности в вузах и техникумах. Благодаря этому геофизические методы разведки в нашей стране быстро развивались и вскоре получили широкое применение.

Большой вклад в дело развития геофизических методов разведки внесли наши ученые. Многие теоретические и практические вопросы разведочной геофизики были впервые разработаны в нашей стране. В СССР впервые были предложены, разработаны и применены на практике газовая съемка, геохимические методы, аэромагнитная разведка и некоторые другие методы. Имена многих наших ученых, например, В.И. Баумана, А.А. Петровского, И.М. Бахурина, Г.А. Гамбурцева, А.А. Логачева и многих других тесно связаны с развитием и с внедрением разведочной геофизики в нашей стране.

Роль и значение геофизических методов исследования в геолого-разведочном деле огромны. В настоящее время они получила весьма широкое применение, и являются необходимой составной частью различных геологических изысканий. Они с успехом применяются для непосредственных поисков и разведки многих рудных месторождений и для решения различных структурно-теологических вопросов. Но при использовании геофизических методов разведки всегда следует критически оценивать целесообразность их

применения и ожидаемые от них результаты. Не следует уменьшать или увеличивать их значение для решения тех или иных практических задач. Отмеченные крайности, т. е. чрезмерное доверие или пренебрежение к геофизическим исследованиям часто наблюдаются у работников геологоразведочного дела, мало знакомых с основами геофизических разведок. Обе эти крайности, несомненно, вредны. Только умелое и правильное сочетание геофизических исследований с другими геологоразведочными работами в большинстве случаев дает хорошие результаты и сокращает сроки и стоимость разведочных работ.

1.4 Прямая и обратная задача геофизики

Обработка и интерпретация геофизических данных проводится на так называемом камеральном этапе геофизических работ. Она начинается с преобразования аномальных параметров поля (P_a) в параметры, непосредственно связанные с аномалосоздающими объектами (P_o). К параметрам объектов относятся их геометрические (структурные) характеристики (ГФХ) и физические (геофизические) свойства (ФС), т.е. P_o (ГФХ, ФС).

Определение геометрических характеристик и физических свойств объектов (P_o) по аномальным параметрам физических полей (P_a) называется решением *обратной* задачи (ОЗ) геофизики ($P_a \rightarrow P_o$).

Определение аномальных параметров физических полей по известным геометрическим характеристикам и физическим свойствам объектов составляет суть *прямой задачи* (ПЗ) геофизики ($P_o \rightarrow P_a$). Прямые и обратные задачи в каждом методе решаются с помощью известных в теории поля интегральных и дифференциальных уравнений. Такое решение называется математическим моделированием. При этом реальные аномалосоздающие объекты аппроксимируются физико-геологическими моделями (ФГМ), т. е. набором тел сравнительно простой геометрической формы с заданными размерами и физическими свойствами или контрастностями свойств, для которых можно вести математический расчет аномальных параметров поля. В прямых задачах геофизики для простых ФГМ (одномерные сре-

ды, когда физические свойства меняются в одном направлении, например, горизонтально-слоистая среда; некоторые двумерные или трехмерные, например, длинный цилиндр или шар в однородной среде) имеются аналитические связи между Π_a и Π_o . Для более сложных ФГМ, близких к реальным, определение Π_a по Π_o производится приближенными численными методами с помощью компьютеров или ЭВМ.

Математическое решение прямых задач, т. е. определение параметров физического поля по известным физическим свойствам, размерам и форме геологических объектов, хотя и сложно, но однозначно. Математическое решение обратных задач геофизики, т. е. определение размеров геологических объектов и физических свойств слагающих их пород по наблюденному полю, не только значительно сложнее, но и, как правило, неоднозначно. Это объясняется некорректностью решения обратных задач математической физики, когда малым изменениям Π_a могут соответствовать большие изменения Π_o .

1.5 Экономическая эффективность геофизических исследований для поисков и разведки нефтегазовых месторождений

Чтобы оценить возможность использования любого геофизического метода для решения конкретной задачи, скажем поисков тех или иных руд, надо иметь сведения о вероятных глубине залегания и размерах искомых объектов, знать физические свойства и структурно-текстурные особенности не только руд, но и вмещающих пород. Надо обязательно принимать во внимание стоимость тех или иных геофизических работ, реально достижимую глубину исследования, точность установления границ объекта каждым из методов в реальной геологической обстановке, характер рельефа, состав и свойства четвертичных отложений.

Успех решения любой геологической задачи во многом зависит от обоснованного выбора масштаба геофизических работ и сети измерений. Масштаб большинства геофизических съемок определяется средним расстоянием между линиями наблюдений, которое должно составлять приблизительно 1

см в масштабе исследования.

Так, при съемках масштаба 1 : 50 000 расстояние между профилями наземной или маршрутами воздушных съемок будет 500 м. Однако гравиметрические наблюдения часто выполняют не по системе параллельных профилей, а лишь приблизительно равномерно распределяя их по площади. В этом случае масштаб съемки определяется в зависимости от числа пунктов измерения, приходящихся на 1 км².

Надежность выявления аномалий определяется как густотой сети, так и точностью аппаратурных измерений, достоверностью учета и исключения в процессе обработки влияния различного рода факторов негеологической природы, находящих отражение в измеряемых полях. К ним, в частности, относятся нестабильность нуля некоторых приборов, влияние рельефа местности, наличие промышленных электромагнитных полей и т. п. Влияние ряда помех можно снизить, выбирая рациональную методику полевых работ, осуществляя систематический контроль за работой аппаратуры, учитывая изменения условий измерений, выполняя, если это нужно, измерения высоты пунктов наблюдений.

1.6 Контрольные вопросы

1. Геологические задачи, решаемые с помощью геофизических методов.
2. Классификация геофизических методов.
3. Основные преимущества и недостатки геофизических методов.
4. Решение прямой задачи геофизики.
5. Обратная задача геофизики.
6. Этапы проведения геофизических работ.
7. Виды и стадийность геофизических работ.

2 Магниторазведка

2.1 Характеристика и развитие метода

В магнитном методе разведки используется различие в магнитных свойствах руд и горных пород исследуемых районов. Расположенные в земле магнитные рудные тела и различные горные породы создают вокруг себя и на поверхности земли добавочные магнитные поля, которые искажают нормальную величину магнитного земного поля и тем самым создают в нем на поверхности земли магнитные аномалии [1, 2, 3, 4, 8, 12, 13, 15, 16, 18, 19].

В процессе магнитной разведки эти аномалии обнаруживаются специальными приборами — м а г н и т о м е т р а м и. Затем по результатам этих измерений, в зависимости от величины и формы выявленных аномалий, производится заключение о наличии, величине, форме и глубине залегания искоемых рудных тел или других геологических объектов, т. е. производится геологическая интерпретация аномалий.

Магнитная разведка является одним из первых и широко распространенных методов разведочной геофизики. Например, первые работы по исследованию Курской магнитной аномалии начались в 1874 году. Примерно в те же годы в Швеции магнитная разведка стала применяться для поисков железных руд.

Большое развитие магнитный метод, как и другие геофизические и геологоразведочные работы, получил только после Октябрьской революции. С первых же лет Советским правительством были приняты меры для исследования Курской магнитной аномалии и железорудных районов Кривого Рога, Урала и Сибири. Особенно большого объема магнитные разведки достигли в годы первых пятилеток.

Наконец в 1936 году, впервые в мире, А. А. Логачевым был разработан и применен аэромагнитный метод съемки, получивший к настоящему времени очень большое развитие и применение. Он дает ценные материалы для изуче-

ния структурно-тектонических особенностей районов и позволяет обнаруживать магнитные железорудные месторождения.

Единицей измерения напряженности поля в системе СГСМ является эрстед (Ое или Э). Причем в практике магнитной разведки часто пользуются единицей, меньшей эрстеда в 100 000 раз, называемой гаммой (γ), или тысячной долей эрстеда—миллиэрстедом (мЭ). Так что единица напряженности поля 1 эрстед равна 1000 мЭ или 100 000 гамм, или 1 мЭ равен 100 гамм.

Единицей измерения магнитной индукции в системе СИ является тесла (Тл). В магниторазведке используется более дробная единица — нанотесла (нТл), $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$. В реальных средах магнитная индукция (B) соотносится с напряженностью (T) как

$$B = \mu_0 T (1 + \chi), \quad (2.1)$$

где μ_0 - абсолютная магнитная проницаемость вакуума (в СИ $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн м}^{-1}$ *, в СГСМ $\mu_0 = 1$);

χ - магнитная восприимчивость ($\chi = I_i / T$, где I_i — индуктивная намагниченность).

Магниторазведочная аппаратура обычно находится в немагнитной среде — воздухе или воде, для которых $\chi = 0$, поэтому $B = \mu_0 T$, в системе СГСМ $B = T$.

Следовательно, магнитное поле Земли может быть выражено либо в единицах магнитной индукции (нТл), либо в единицах напряженности (γ), при этом 1 нТл количественно соответствует 1 γ .

* **Гёнри** (русское обозначение: **Гн**; международное: **Н**) — единица измерения индуктивности в Международной системе единиц (СИ). Цепь имеет индуктивность один генри, если изменение тока со скоростью один ампер в секунду создаёт ЭДС индукции, равную одному вольту. Через другие единицы измерения СИ генри выражается следующим образом:

$$\text{Гн} = \text{В} \cdot \text{с} \cdot \text{А}^{-1} = \text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{А}^{-2}$$

2.2 Магнитное поле Земли

Наша планета, земной шар, является намагниченной, т. е. обладает магнитным полем, наличие которого сказывается, например, в действии на магнитную стрелку компаса, направляя ее северным концом в каждом месте земной поверхности всегда в одном определенном направлении, в основном в сторону магнитного полюса.

Измерениями магнитного поля Земли было установлено, что величина и направление его в разных местах земной поверхности не одинаковы, а в зависимости от координат места изменяются в больших пределах. Оказалось, что магнитное поле Земли по форме, в первом приближении, соответствует полю однородно намагниченного шара (рисунок 2.1). Это положение позволяет считать, что магнитное поле Земли создано в основном намагничением всего земного шара в определенном направлении — в направлении магнитной оси. Эта магнитная ось наклонена к оси вращения земли под углом около 11° и проходит через точки земной поверхности, называемые магнитными полюсами, определяемыми приблизительно следующими координатами:

Северный магнитный полюс - 74° с.ш. 100° з.д.

Южный магнитный полюс - 69° ю.ш. 144° в.д.

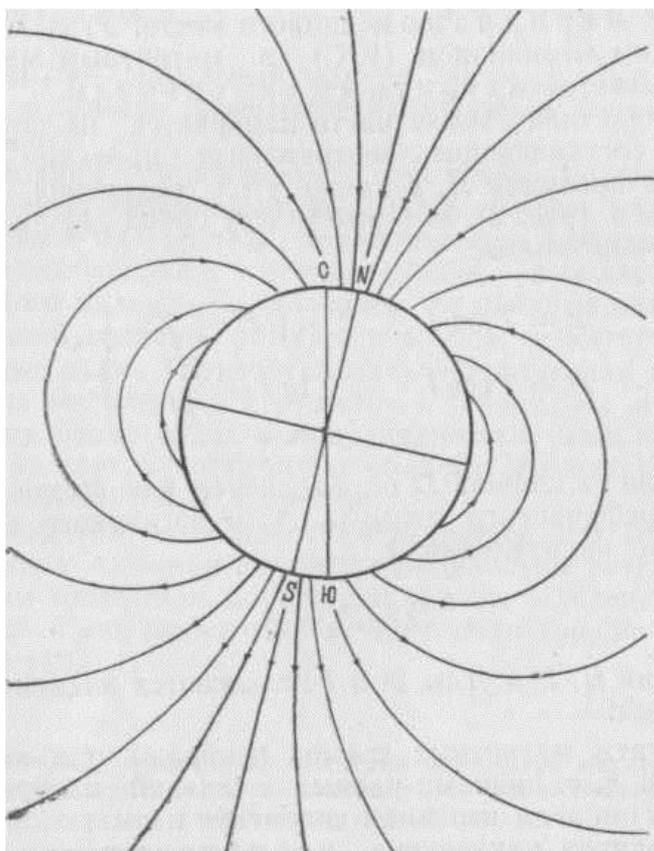


Рисунок 2.1 - Схема спектра магнитного поля Земли (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).

Полный вектор магнитного поля Земли (T), в общем случае, направлен к горизонту под некоторым углом наклонения (I) и расположен в вертикальной плоскости (рисунок 2.1).

Плоскость эта называется плоскостью магнитного меридиана, а линия пересечения ее с поверхностью Земли — магнитным меридианом данного места. Угол между географическим меридианом (ЮС) и магнитным меридианом (SN) называется магнитным склонением.

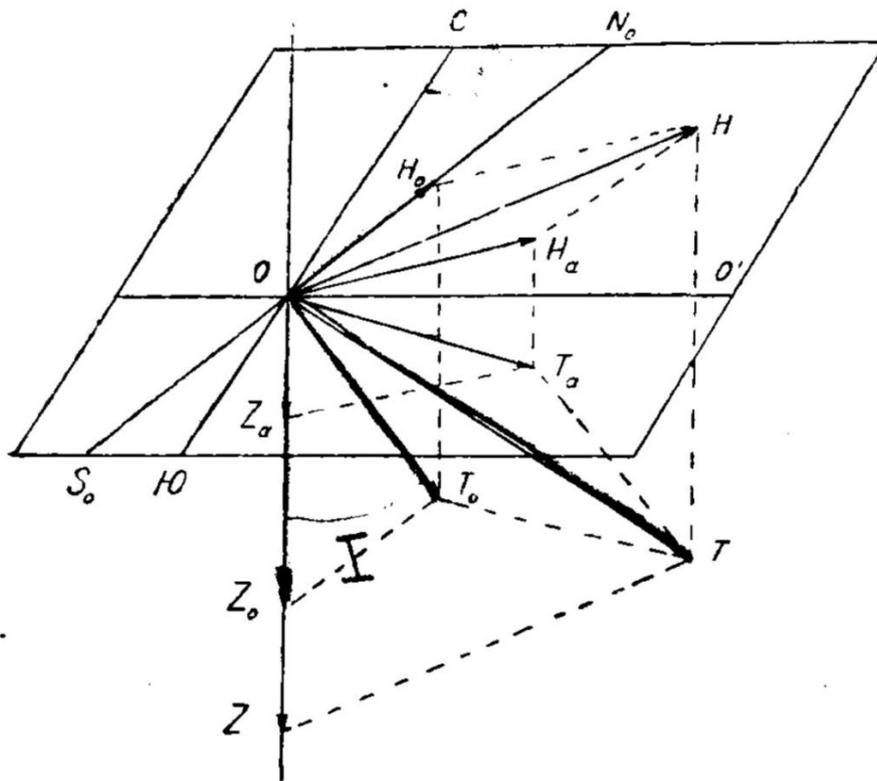


Рисунок 2.2- Схема разложения полного вектора земного поля на отдельные составляющие нормального (T_0, H_0, Z_0) и аномального поля (T_a, H_a, Z_a) (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).

При магнитной съемке часто измеряется не полный вектор, а его составляющие - вертикальная проекция Z и горизонтальная проекция H , а также угол склонения D и угол наклона I (рисунок 2.2), которые между собой связаны следующими соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} Z &= T \sin I & T &= \sqrt{H^2 + Z^2} \\ H &= T \cos I & \operatorname{tg} I &= \frac{Z}{H} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

Величина склонения D определяется как разность истинного географического азимута A_i и магнитного азимута A какого-либо направления, т. е.

$$D = A_i - A \quad (2.3)$$

Проекции H , Z и углы D и I называются элементами магнитного поля.

Результаты магнитных съемок изображаются на картах изолиниями, т. е. линиями равных значений изображаемого элемента. При этом изолинии склонения называются изогонами, изолинии наклонения—изоклинами, а изолинии вертикальной, горизонтальной или полной напряженности—изодинамами Z , H или T .

Магнитное поле Земли в первом приближении будет подобно полю однородно намагниченного шара. В зависимости от магнитной широты местности φ величина отдельных элементов его в эрстедах ориентировочно имеет следующие значения:

$$\left. \begin{aligned} H &= \frac{M}{R^3} \cos \varphi \\ \operatorname{tg} I &= 2 \operatorname{tg} \varphi \\ Z &= \frac{2M}{R^3} \sin \varphi \\ T &= \frac{M}{R^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi} \end{aligned} \right\}, \quad (2.4)$$

где $M=0,33 R^3$ — магнитный момент Земли, равный произведению интенсивности намагничения на объем Земли;

R — радиус Земли в метрах.

Изменение элементов магнитного поля на поверхности Земли на единицу расстояния, называемое магнитным градиентом, на территории СССР обычно невелико и для средних широт составляет: для вертикальной составляющей 4—7 гамм, для горизонтальной 4—5 гамм и для склонения 0,1—1 минуту на километр расстояния.

Систематическое и точное изучение магнитного поля Земли показало, что оно не постоянное, а все время имеет изменения, называемые магнитными вариациями. Эти вариации подразделяются на вековые, годовые, суточные и на внезапные магнитные возмущения, не связанные с временем суток и года. Наиболее сильные возмущения из последних называются магнитными бурями. Магнитные вариации и вековые изменения земного магнитного поля в разных местах земной поверхности изменяются неодинаково. Наблюдение и изучение

их ведется путем непрерывной фотографической регистрации отдельных элементов поля на специальных магнитных обсерваториях и путем повторных наблюдений через 3—5 лет на специально выбранных одних и тех же опорных магнитных пунктах.

2.3 Силы магнитного взаимодействия

Сила магнитного взаимодействия между изолированными точечными магнитными массами определяется законом Кулона, который является аналогом закона притяжения Ньютона:

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu \rho^2}, \quad (2.5)$$

где m_1 и m_2 - точечные магнитные массы; ρ – расстояние между ними; μ – магнитная проницаемость, характеризующая магнитные свойства среды, в которой находятся магнитные массы.

Напряженность магнитного поля T определяется как сила, действующая на единичную массу.

$$T = \frac{m}{\mu \rho^2} \quad (2.6)$$

Единицей напряженности магнитного поля в системе СГС является эрстед (Э) – напряженность поля, при которой на единичную магнитную массу действует сила в одну дину. В магниторазведке используют величину напряженности поля 10^{-5} Э, которая называется гаммой (γ).

Единицей измерения *магнитной индукции* в системе СИ является *тесла* (Тл). В магниторазведке используется более дробная единица — *нотесла* (нТл), $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$. В реальных средах магнитная индукция (B) соотносится с напряженностью (T) как

$$B = \mu_0 T(1 + \kappa), \quad (2.7)$$

где μ_0 - абсолютная магнитная проницаемость вакуума (в СИ $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Гн*
м⁻¹, в СГСМ $\mu_0 = 1$); κ - магнитная восприимчивость.

Магниторазведочная аппаратура обычно находится в немагнитной среде —
воздухе или воде, для которых $\kappa = 0$, поэтому $B = \mu_0 T$, в системе СГСМ $B = T$.

Следовательно, магнитное поле Земли может быть выражено либо в едини-
цах магнитной индукции (нТл), либо в единицах напряженности (γ), при этом 1
нТл количественно соответствует 1γ .

Многочисленными наблюдениями значений магнитного поля Земли
показано, что в среднем полный вектор напряженности T изменяется от $0,66 \times 10^5$
 10^5 нТл на полюсах до $0,33 \times 10^5$ нТл в районе экватора. При этом вертикаль-
ная составляющая (Z) уменьшается от $0,66 \times 10^5$ нТл до нуля, а горизонталь-
ная составляющая (H) увеличивается от нуля до $0,33 \times 10^5$ нТл

* **Гёнри** (русское обозначение: Гн; международное: Н) — единица измене-
ния индуктивности в Международной системе единиц (СИ). Цепь имеет индуктивность один
генри, если изменение тока со скоростью один ампер в секунду создаёт ЭДС индукции, равную
одному вольту.

Через другие единицы измерения СИ генри выражается следующим образом:

$$\text{Гн} = \frac{\text{В} \cdot \text{с}}{\text{А}} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}}{\text{А}^2}$$

2.4 Магнитные свойства руд и горных пород

По магнитным свойствам все вещества делятся на три группы: диамаг-
нитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных пород магнитная
восприимчивость очень мала (10^{-5} - 10^{-6} ед. СИ) и отрицательна, их намагни-
чение направлено против намагничивающего поля. К диамагнетикам относятся
многие минералы и горные породы, например, кварц, каменная соль, мрамор,
нефть, графит, золото, серебро, свинец, медь и др. У парамагнитных пород маг-
нитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнетикам
относится большинство осадочных, метаморфических и изверженных пород.
Особенно большой (до нескольких единиц СИ) и положительной χ характери-
зуются ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномаг-

нетит и ильменит.

Интенсивность магнитных аномалий зависит в основном от интенсивности намагничения рудных тел и горных пород.

На основании исследований принято считать, что полная интенсивность намагничения горных пород или рудных тел складывается из остаточного и индукционного намагничения. Остаточное намагничение образцов руд и горных пород проявляется в том, что они во многих случаях бывают полярны, т. е. намагничены, и представляют собою как бы естественные магниты. Намагнитились они, вероятно, еще в момент образования и формирования горных пород из магмы, или при длительном метаморфизме и воздействии на них существовавшего ранее магнитного поля Земли. Так как направление земного поля раньше возможно было другим и ориентировка горных пород и рудных тел после образования и намагничения их из-за тектонических процессов могла измениться, то направление остаточного намагничения теперь может не совпадать с направлением индукционного намагничения современным полем Земли. Оно может создавать даже обратное намагничение.

Интенсивность индукционного намагничения рудных тел и горных пород, в зависимости от магнитной восприимчивости их κ (каппа) определяется формулой

$$I = \frac{\kappa T}{1 + \kappa N}, \quad (2.8)$$

где I – интенсивность намагничения,

T – главный вектор напряженности магнитного поля

N – коэффициент размагничивания

Основными магнитными характеристиками горных пород и руд, таким образом, являются интенсивность остаточного намагничения (остаточной полярности) и магнитная восприимчивость— коэффициент, показывающий спо-

способность их намагничиваться. Обе эти величины определяются специальными исследованиями образцов горных пород и являются очень важными для правильной интерпретации результатов магнитной съемки. Причем для определения направления остаточного намагничения необходимо учитывать ориентировку образцов в их естественном залегании.

Магнитная восприимчивость для большинства руд и горных пород имеет небольшое значение, поэтому она почти всегда исчисляется в миллионных долях единицы, например,

$$\kappa(\text{каппа}) = 200 \cdot 10^{-6} = 0,0002. \quad (2.9)$$

По степени магнитности руды и горные породы условно можно подразделить на следующие группы:

Практически немагнитные, с $\kappa(\text{каппа})$ до 50×10^{-6} .

Слабомагнитные - от 50 до 1000×10^{-6} .

Среднемагнитные - от 1000 до 5000×10^{-6} .

Сильномагнитные - свыше 5000×10^{-6} .

Таблица 2.1 - Ориентировочные значения магнитной восприимчивости горных пород

Наименование пород	Магнитная восприимчивость	
1. Каменная соль, гипс, доломит, кварцит . .	0	10 ⁻⁶
2. Известняк, мергель, мрамор	3—5	"
3. Песчаник без рудных минералов	10—20	"
4. " с рудными минералами	100—300	"
5. Глина	50—500	"
6. Сиенит	20—100	"
7. Граниты, гранодиориты, гнейсы	50—1000	"
8. Бокситы рыхлые	100—500	"
9. " каменные	500—5000	"
10. Сланцы разные	50—3000	"
11. Габбро	50—3000	"
12. Перидотиты, дуниты	500—2000	"
13. Порфириты	100—5000	"
14. Диабазы	500—10000	"
15. Пироксениты	1000—10000	"
16. Серпентиниты	1000—15000	"
17. Магнетиты, титаномагнетиты, железистые кварциты	100000—500000	"

2.5 Основы метода магнитной разведки

Если бы весь земной шар, особенно его земная кора, в магнитном отношении были достаточно однородны, то магнитное поле Земли по форме полностью соответствовало бы полю однородно намагниченного шара и согласно разделу 2.2 изменялось бы достаточно закономерно, плавно и не больше чем 5—10 гамм на каждый километр расстояния.

Но так как земная кора в магнитном отношении неоднородна, то и магнитное поле на поверхности земли получается также неоднородным. Наиболее способные к намагничению руды и горные породы, намагничившись земным полем, создают вокруг себя и на поверхности земли дополнительные — аномальные поля, которые, складываясь с нормальным земным полем, искажают его и создают суммарное—искаженное поле, т. е. на земной поверхности создаются аномалии. Поэтому наличие аномалий является указателем неоднородности и мест скопления магнитных руд или более магнитных пород.

Измеряя специальными приборами на поверхности земли величину отдельных элементов суммарного магнитного поля и затем вычитая из них значения элементов нормального поля, можно в чистом виде получить одно аномальное поле, т. е. поле, созданное более магнитными рудными залежами или

магнитными горными породами.

Таким образом, измерив на любом пункте три элемента суммарного поля, например Z , H и D , и зная для данного района (вне зоны аномалии) значения элементов нормального поля Z_0 , H_0 и D_0 , по приведенным выше формулам можно вычислить на этом пункте все отдельные проекции, а также величину и направление полного вектора аномального поля, т. е. силы действия рудной залежи. Произведя такие измерения в различных пунктах исследуемой площади, а потом вычислив и изобразив полученные аномальные значения на карте или на профилях, можно получить полную характеристику аномального магнитного поля на поверхности земли по всей исследованной площади.

2.6 Аппаратура для магниторазведки

2.6.1 Феррозондовые магнитометры

Основой конструкции феррозонда (чувствительного элемента) феррозондового магнитометра служит электрическая катушка, намотанная на стержень из ферромагнетика, обладающего малой коэрцитивной силой и большой магнитной проницаемостью в слабых магнитных полях (например, из сплава железа, никеля и молибдена — пермаллоя). В отсутствие внешнего магнитного поля при пропускании через генераторную (первичную) катушку переменного электрического тока с частотой f и амплитудой, достаточной для создания поля возбуждения, превышающего уровень насыщения сердечника, в измерительной (вторичной) катушке возникает ЭДС удвоенной частоты ($2f$).



Рисунок 2.3 - Магнитометр геологический
EM2

При наличии внешнего постоянного магнитного поля, составляющая которого вдоль оси стержня отлична от нуля, в наведенной ЭДС будет преобладать частота, совпадающая с частотой поля возбуждения f .

Для измерения внешнего магнитного поля (его составляющей, направленной вдоль стержней) обычно используют компенсационный метод, заключающийся в компенсации постоянного магнитного поля Земли полем постоянного регулируемого тока. По величине тока компенсации судят о напряженности магнитного поля Земли вдоль оси феррозонда. К таким приборам относится аэромагнитометр

АМФ-21. За счет погрешности в ориентировке феррозонда погрешность съемки таким магнитометром достигает десятков нТл при измерении ΔZ и до $\pm 4,0$ нТл при измерении ΔT . При скважинных работах применяют специальный вариант ферромагнитометра (например, ТСМК-30), позволяющий измерять составляющие магнитного поля (ΔZ , ΔX , ΔY) с погрешностью до ± 100 нТл, и значение χ с точностью 5 %.

2.6.2 Протонные магнитометры

Принцип действия протонных, или ядерных, магнитометров основан на явлении свободной прецессии протонов в земном магнитном поле. После определенного электромагнитного воздействия на протонсодержащий датчик (с водой, спиртом, бензолом и др.) магнитные моменты протонов прецессируют вокруг направления вектора земного магнитного поля с угловой скоростью (ω), пропорциональной полной напряженности магнитного поля Земли T : $\omega = aT$, где a — коэффициент пропорциональности, равный гиромангнитному отношению ядра (отношению магнитного момента ядра к механическому).



Рисунок 2.4 - Протонный магнитометр Geometrics G-857

В зависимости от протонсодержащего вещества и точности определения частоты прецессии *рабочий цикл* (время одного измерения) составляет от десятых долей до первых единиц секунд. В этом случае при небольшой скорости движения носителя магнитометра (наземный или морской варианты) данные о магнитном поле Земли (Т) получают практически непрерывно. При большой скорости, например при скорости самолета (350 км /ч) расстояние между замерами может составить 300 м.

При использовании металлических носителей магнитометров (кораблей, самолетов, вертолетов), обладающих собственным магнитным полем, датчик магнитометра буксируют на кабеле, длина которого должна в несколько раз превышать продольные размеры носителя.

С помощью протонного магнитометра измеряют абсолютное модульное значение магнитного поля с погрешностью от $\pm(0,01-2)$ нТл при низкой чувствительности ($\pm 45^\circ$) к ориентации оси датчика относительно перпендикуляра к вектору напряженности магнитного поля Земли и практическом отсутствии смещения нуля прибора. Протонные магнитометры используют при наземных (ММП-203, ММП-203М, ПОС, МИНИМАГ, ММПГ-1) и морских (ММП-3) съемках, реже при воздушных съемках (АМ-5, ММС-214) и скважинных наблюдениях.

2.6.3 Квантовые магнитометры



Рисунок 2.5 – Квантовый магнитометр ММ-60

В квантовых магнитометрах, предназначенных для измерения абсолютных значений модуля напряженности магнитного поля, используют так называемый эффект Зеемана. В электронной структуре атомов, обладающих магнитным моментом, при попадании в магнитное поле происходит изменение, приводящее к расщеплению энергетических уровней на подуровни, с разницей энергии и, соответственно, частотой излучения, пропорциональной модулю полного вектора магнитной индукции в точке наблюдения. Чувствительным элементом магнитометра является сосуд, в котором находятся пары цезия рубидия или гелия. В результате воздействия специально отфильтрованного монохроматического света (*метод оптической накачки*) электроны паров переводятся с одного энергетического подуровня на другой. *Возвращение электронов* на прежний уровень после окончания накачки сопровождается излучением энергии *с частотой, пропорциональной величине магнитного поля.*

С помощью квантового магнитометра измерения T проводят с погрешностью $\pm(0,1-1,0)$ нТл при слабой чувствительности к ориентации датчика

по отношению к силовым линиям магнитного поля Земли, высоком быстродействии и стабильности показаний (незначительное смещение нуля) во времени. Основными отечественными квантовыми магнитометрами являются приборы следующих марок: наземные (пешеходные) М-33 и ММП-303, морской КМ-8, аэромагнитометр КАМ-28.

2.7 Интерпретация результатов магнитной съемки

Под интерпретацией результатов магнитной съемки имеется в виду объяснение причин полученных аномалий и определение формы, величины и глубины залегания рудных тел или других геологических объектов, создающих аномалии. Эти вопросы являются наиболее трудными и решение их не всегда может быть однозначным, так как величина и интенсивность аномалий зависит от многих причин — от магнитных свойств, от величины, формы и от глубины залегания действующих тел, от направления и неоднородности намагничивания тел, от ориентировки их относительно магнитного меридиана и от широты места на земной поверхности.

Интерпретация результатов магнитной съемки может производиться следующими приемами:

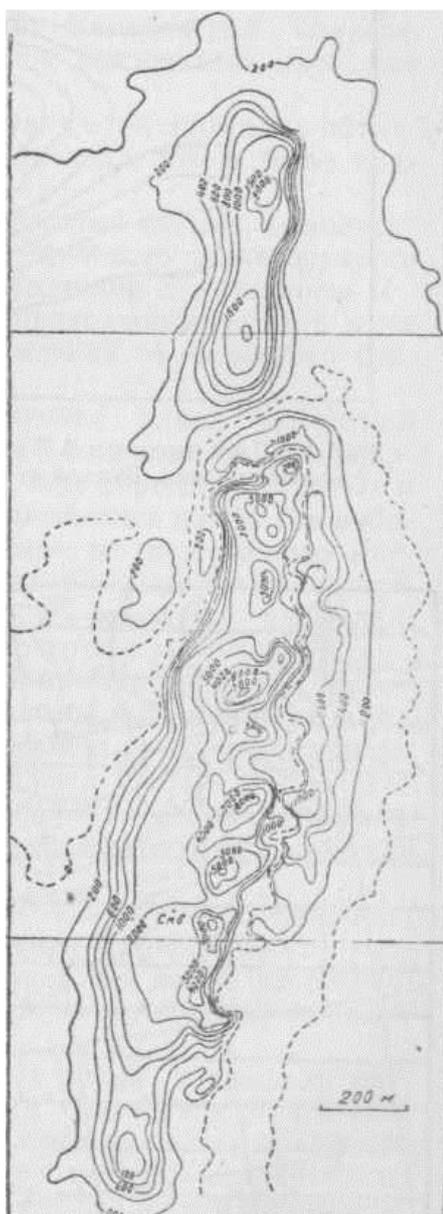
- расчетами по аналитическим формулам;
- специальными палетками и номограммами;
- сопоставлением с теоретическими кривыми, заранее рассчитанными для тел различной формы;
- прямыми интегральными методами.

2.8 Применение магнитной разведки

Мелкомасштабные магнитные съемки это редкой сети, например 500X100 м или еще реже, на больших площадях теперь успешно заменяются аэромагнитными съемками. Густота съемочных маршрутов и высота полета самолета, в зависимости от масштаба съемки, применяется различной. Например, при

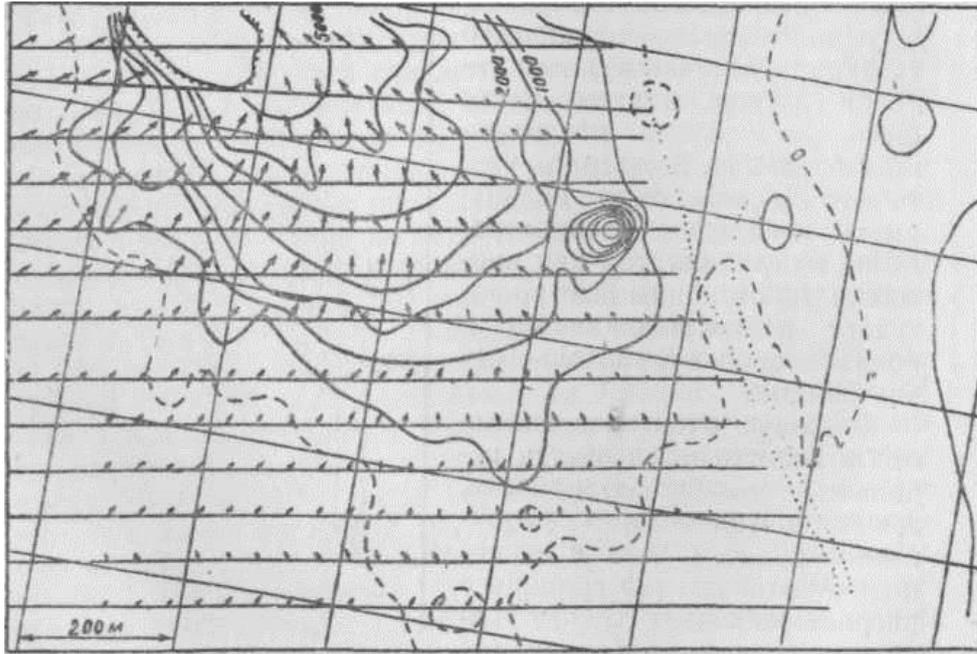
масштабе 1:1 000 000 съемочные маршруты располагаются через 10 км и на высоте 200—400 м, при съемке в масштабе 1:200 000 — через 2 км и на высоте 100—150 м, при съемках 1:100 000 или 1:50 000 масштаба съемочные линии располагаются через 1 и 0,5 км и на высоте 50 м от поверхности земли, если этому позволяет рельеф местности. В гористой местности высота полета неизбежно устанавливается больше.

На рисунке 2.3 представлен план ΔZ детальной магнитной съемки (по сети 20 X 20 м) одного железорудного месторождения Кустанайской области. До постановки магнитной разведки здесь геологической съемкой были обнаружены отдельные образцы руды и признаки оруденения. Проведенная магнитная съемка с большой детальностью оконтуривала все месторождение и определила его размеры. Область сильно возмущенного неоднородного магнитного поля (восточная часть аномалии) соответствует контуру рудного тела, залегающего под небольшими наносами. Более же плавная и затухающая к западу часть аномалии соответствует более глубокой части пластообразного рудного тела, падающего на запад. Наличие рудного тела на глубине в этом месте было установлено последующим бурением. В северной части это рудное тело должно иметь небольшое распространение на глубину, так как аномалия по сторонам быстро затухает и сопровождается с обеих сторон отрицательными значениями.



*Рисунок 2. 6 - План изодинам ΔZ над железорудным месторождением.
(Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).*

На рисунке 2. 4 представлен план магнитной съемки, выполненной в 1935 году несколько южнее основного железорудного месторождения горы Благодати. Изолинии Z и векторы H весьма убедительно указывают на продолжение рудной зоны на глубине в юго-восточном направлении от основного рудного тела месторождения.



*Рисунок 2. 7 - План изодинам Z и векторов H_a юго-восточной окраины
г. Благодать. (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).*

На рисунке 2.5 представлена карта Z результатов наземной магнитной съемки части территории Русской платформы по сети $5—10 \times 1$ км. Как видно на карте, в западной части этой территории магнитное поле весьма деформировано и часто сопровождается интенсивными положительными аномалиями сравнительно небольших площадных размеров. Это указывает на то, что в этой части кристаллические породы фундамента более разнообразны по составу и находятся на меньшей глубине, чем на территории, расположенной к востоку от этого места, на которой магнитное поле весьма спокойное. Магнитная карта безусловно отображает структуру глубинной тектоники и литологический состав пород, в основном, кристаллического фундамента, так как тектоника поверхностных осадочных, слабомагнитных толщ на магнитной карте почти совсем не отражается.

Указанная здесь краевая зона резких магнитных аномалий и переход ее в область спокойных напряжений территориально совпадает с геологически известной, крупной, меридиональной, тектонической зоной и с ней безусловно

и разведочных задач.

10. Элементы земного магнетизма.
11. Магнитный потенциал.
12. Применение магниторазведки при поисках полезных ископаемых.
13. Совместная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий.
14. Характеристика магнитного поля Земли.
15. Структура магнитного поля Земли: нормальное и аномальное поля.

3 Гравиразведка

Гравиразведка основана на изучении вариаций поля силы тяжести Земли, вызываемых плотностными неоднородностями земной коры. Вариации силы тяжести измеряются на земной поверхности и зависят от изменения плотности слоев по площади в окрестности точки измерения. Они часто связываются с глубинными геологическими телами, имеющими ограниченные площадные размеры, например, с соляными куполами. Литологический состав, а, следовательно, и плотность слоев, изменяется в горизонтальном направлении, создавая аномалии силы тяжести [1,4,5,6,8,11, 12,13,15,16,18, 19].

3.1 Основы теории гравиразведки

Закон всемирного тяготения Ньютона гласит, что каждая частица вещества притягивает остальные частицы с силой, пропорциональной произведению их масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними:

$$F = Gm_1 m_2/r^2, \quad (3.1)$$

где G — гравитационная постоянная, равная $6,67 \times 10^{-8} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1} \text{ с}^{-1}$ в системе СГС и $6,672 \times 10^{-11} \text{ Н м}^2 \text{ км}^{-2}$ в системе СИ.

Силу, действующую на тело, можно определить согласно второму закону динамики (сила равна массе, умноженной на ускорение). Поскольку g — ускорение свободного падения тела массой m , получаем, что сила притяжения Земли массы m равна

$$F=mg, \quad (3.2)$$

но, так как $F=GmM/R^2$, где M — масса Земли, сконцентрированная в ее центре, а R — радиус Земли, имеем

$$g=GM/R^2 \quad (3.3).$$

Очевидно, что ускорение под воздействием силы тяжести эквивалентно силе тяготения, действующей на единицу массы, или интенсивности гравитационного поля. Чтобы выразить вариации поля силы тяжести на поверхности Земли, используют понятие ускорения, а не силы. Отсюда получаем, что интенсивность поля силы тяжести (она же напряженность гравитационного поля) имеет размерность ускорения. В геофизической разведке единица интенсивности поля силы тяжести называется галом в честь Галилея. Эта единица слишком велика, поэтому на практике обычно используют миллигал (мГал) и упрощенно говорят не об ускорении силы тяжести, а просто о силе тяжести: $1 \text{ Гал} = 10^3 \text{ мГал} = 1 \text{ см} \times \text{с}^{-2}$. Поскольку нормальное значение ускорения силы тяжести на поверхности Земли равно приблизительно 980 Гал, то 1 мГал составляет около одной миллионной нормальной силы тяжести.

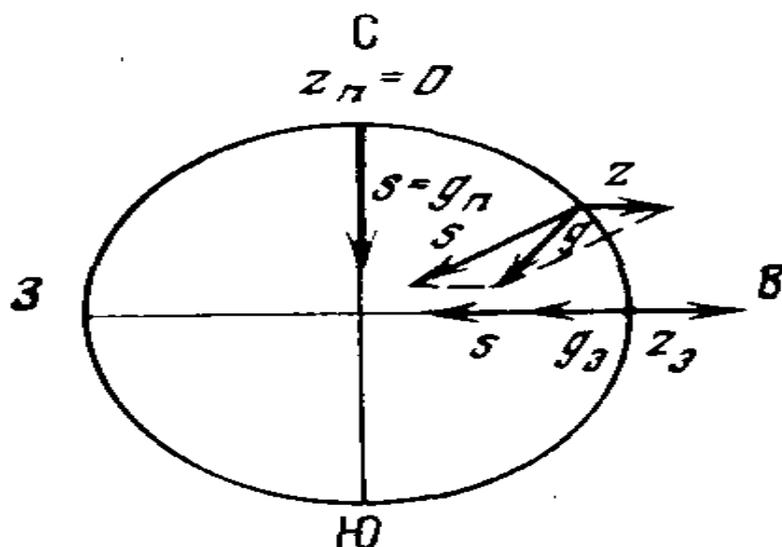
Нас интересуют изменения силы тяжести величиной в несколько миллигал, поэтому силу тяжести необходимо измерять с точностью, большей 0,1 мГал, предпочтительнее 0,01 мГал.

3.2 Поле силы тяжести на поверхности Земли

Если бы Земля была идеальным невращающимся шаром и однородной по внутреннему строению с одним и тем же постоянным вертикальным градиентом, то поле силы тяжести было бы одинаковым во всех точках поверхности. Однако под воздействием центробежной силы возникает нарушение однородности поля силы тяжести. Центробежная сила, противодействующая силе тяжести, изменяется в зависимости от широты: она равна нулю на полюсах и достигает максимального значения на экваторе. Следовательно, сила тяжести однородной вращающейся сферы максимальна на полюсах и минимальна на экваторе (рисунок 3.1). Сумма гравитационной и центробежной сил называется нормальной силой тяжести, она зависит от широты местности (рисунок 3. 2).

Земля, между тем, не является однородным шаром. Ее форму можно ап-

проксимировать эллипсоидом, экваториальный радиус которого приблизительно на 21 км больше полярного, т. е. их разница составляет около $1/298$. Из-за уплощения



a — главные составляющие силы тяжести: z — центробежная сила, s — сила земного тяготения, g — результирующая сила тяжести, z_n — центробежная сила на полюсе, $z_э$ — центробежная сила на экваторе, g_n — сила тяготения на полюсе, $g_э$ — сила тяготения на экваторе.

Рисунок 3.1 - Зависимость силы тяжести от широты (Г. Дор, 1984).

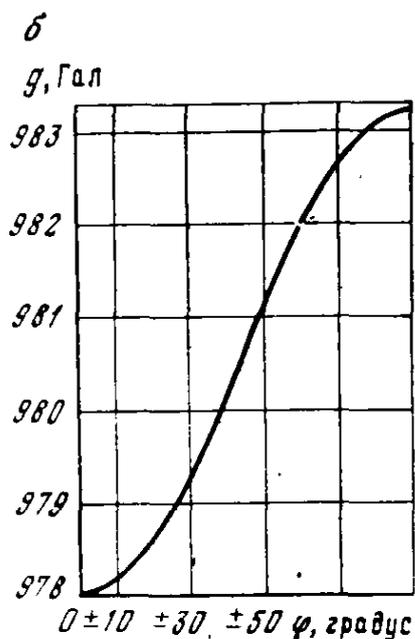


Рисунок 3. 2 – Нормальные значения силы тяжести на всех широтах, вычисленных по формуле Гельмерта, 1901 г.

Земли полюсы расположены ближе к центру тяжести Земли, чем экватор, поэтому сила тяжести растет с ростом широты. Наилучшее приближение теоретических значений силы тяжести к наблюдаемым на поверхности земли дает формула

$$g(\varphi) = 978,0490 (1,0 + 0,005\,288\,4 \sin^2 \varphi - 0,000\,0059 \sin^2 2\varphi) g, \quad (3.4)$$

где φ — широтный угол. Для центральной части Европы $g(\varphi)$ имеет значение около $981 \text{ см} \times \text{с}^{-2}$.

В настоящее время все измерения силы тяжести относят к геоиду, под которым понимается ближайшее приближение к эквипотенциальной поверхности, практически совпадающей с поверхностью океанов.

Локальные гравитационные аномалии объясняются различными местными причинами, такими, как очень большие по размерам геологические тела в земной коре, обладающие аномальной плотностью, подобно соляным куполам, интрузиям или просто участкам земной коры с различной плотностью. Поскольку масса равна произведению плотности на объем, плотность горных пород влияет на измеряемое местное значение силы тяжести. Следовательно, для определения силы тяжести необходимо знать плотности горных пород. Интервалы изменения плотности (в $\text{г}/\text{см}^3$) наиболее часто встречающихся горных пород следующие.

Таблица 3.1 - Сравнительные значения плотности горных пород

Горная порода	Пределы изменения плотности в г/см ³
Пемза	0,36—0,91
Лед	0,88—0,92
Сухой песок	1,40—1,65
Влажный песок	1,95—2,05
Каменная соль	2,10—2,40
Гнейс	2,46—3,10
Гранит	2,50—3,20
Диабаз	2,70—3,30
Базальт	2,70—3,50
Барит	3,40—4,00

Можно заметить, что диапазон изменения плотностей довольно небольшой. Это обстоятельство обуславливает трудности, связанные с измерением геологически значимых вариаций силы тяжести, так как последние, как правило, невелики. Для их измерения нужно было создать весьма чувствительную аппаратуру.

3.3 Редукция значений силы тяжести

Данные гравиразведки, полученные в поле, нельзя сразу же интерпретировать, так как они отражают суммарный гравитационный эффект. Чтобы получить имеющую геолого-геофизический смысл аномалию, т. е. ту часть силы тяжести, которая отвечает геологическим особенностям разреза, в измеренные значения нужно внести несколько поправок. Обычно наблюдаемые значения силы тяжести приводятся к некоторой поверхности относимости.

3.3.1 Поправка на нормальное поле силы тяжести

Эта поправка учитывает влияние географической широты точки наблюдения. Из-за влияния центробежной силы сила тяжести максимальна на полюсах и минимальна на экваторе (см. рисунок 3. 2). Сложности учета нормального поля усугубляются тем, что Земля — не идеальный шар, а вращающийся эллипсоид. Нормальное значение силы тяжести обозначается символом γ_0 или g_n . Изменения силы тяжести в зависимости от географической широты достигают почти 1 мГал/км. Следовательно, широта точки наблюдения должна быть известна с погрешностью не более 2100 м.

3.3.2 Поправка на высоту

Поскольку сила тяжести с высотой уменьшается, нужно привести все наблюдения к единому уровню, который обычно, но не всегда совпадает с уровнем моря, т. е. с поверхностью геоида. Массу Земли можно считать сконцентрированной в центре, следовательно, значения силы тяжести согласно закону тяготения будут уменьшаться пропорционально $1/R^2$. Уменьшение силы тяжести на высоте h составит приблизительно $0,3086 h$ мГал. Если поверхность приведения находится на высоте H выше уровня моря, то значение силы тяжести (в мГал), приведенное к уровню моря, будет

$$g_0 = g + 0,3086 (h - H) \quad (3.5)$$

и в случае $H = 0$

$$g_0 = g + 0,3086 h \quad (3.6:)$$

где g — наблюдаемое значение силы тяжести,

h — высота точки наблюдения над уровнем моря, м.

Для измерения с точностью 1 мГал высоту точки наблюдения над уров-

нем моря нужно знать с погрешностью, не превышающей 10 см. Разность $g_H - g_0$, т. е. разность между нормальным и исправленным за высоту значениями силы тяжести, иногда называется поправкой «за свободный воздух» или редукцией Фая.

3.3.3 Поправка на влияние рельефа

Измеряемое значение силы тяжести подвержено влиянию рельефа окружающей местности. Очевидно, что соседние холмы, возвышающиеся над пунктом наблюдения, будут влиять на значение силы тяжести. Если положительные и отрицательные формы рельефа находятся достаточно близко от пункта наблюдений и достаточно велики, чтобы внести искажения в наблюдаемую силу тяжести и тем самым повлиять на правильность геологической интерпретации аномалий, их влияние необходимо компенсировать. Обычно поправка за рельеф рассчитывается в виде суммы гравитационного влияния различных зон. Окрестность точки наблюдения делится на несколько кольцевых зон: ближнюю (радиусом около 10 м), среднюю (радиусом 100 м) и дальнюю (радиусом более 100 м).

В каждой зоне вычисляется притяжение всех масс, которые следовало бы добавить (впадины) или вычесть (холмы), чтобы получить абсолютно ровную поверхность на уровне точки наблюдения. Поправки за влияние рельефа местности вычисляются с помощью прозрачных палеток, накладываемых на топографическую карту с центром в точке измерения. Палетка состоит из ряда концентрических окружностей и радиальных линий, делящих кольцевые зоны на отсеки (рисунок 3.3). Определение поправки за влияние рельефа местности связано с громоздкими вычислениями, поэтому для ускорения процесса пользуются заранее рассчитанными номограммами и таблицами.

Поправки за влияние рельефа местности должны определяться с большой тщательностью, особенно в тех случаях, когда измерения производятся в горной местности.

В последнее время разработаны машинные способы вычисления попра-

вок за влияние рельефа местности и геофизики избавлены от утомительного ручного труда, но все еще должны вручную с высокой точностью снимать превышения с топографических карт.

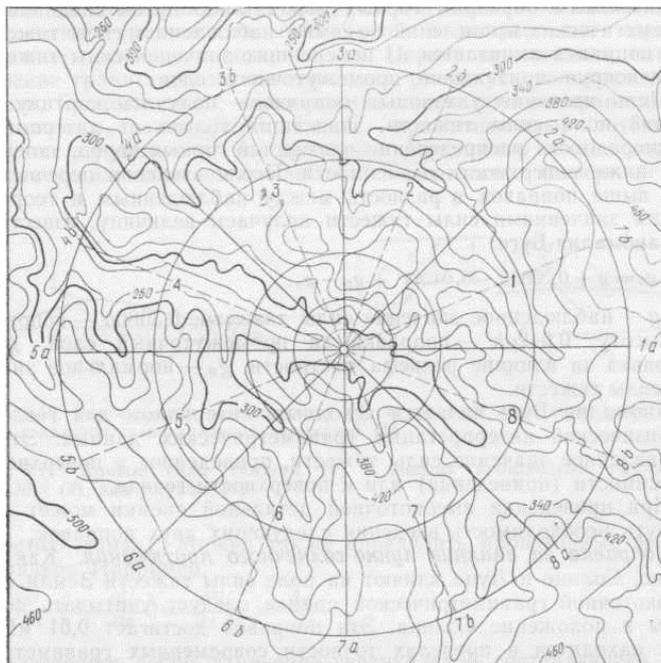


Рисунок 3.3 - Палетка для вычисления поправки за влияние рельефа местности (Г. Дор, 1984).

3.3.4 Поправка на промежуточный слой

Наблюдаемые значения силы тяжести должны также исправляться за притяжение слоя, лежащего между точкой измерения и эллипсоидом приведения. В первом приближении его притяжение можно заменить притяжением бесконечного пласта, мощность которого равна превышению h' пункта наблюдения над уровнем моря. Если обозначить ρ плотность промежуточного слоя, то поправка выразится как $\Delta g = 0,04193\rho h'$ мГал. Значение плотности промежуточного слоя должно быть известно с высокой точностью. Его определяют либо лабораторным способом по представительным образцам горных пород, либо путем специальных математических вычислений по самим наблюдениям силы тяжести. Эта поправка вычитается из измеренного значения силы тяжести, компенсируя притяжение промежуточного слоя.

Цель введения указанных поправок — получить картину вариаций поля

силы тяжести, зависящих только от латеральной неоднородности распределения плотностей горных пород, залегающих ниже поверхности приведения. После введения перечисленных выше поправок в разность между наблюдаемым и теоретическим значениями силы тяжести получаем величину, известную как аномалия Буге:

$$\Delta g_0 = \dot{g} + 0,3086h - 0,042\rho h' + g_p - g_n, \quad (3.7)$$

где g — наблюдаемое значение силы тяжести;

$0,3086h$ — поправка за высоту;

$0,042\rho h'$ — поправка за промежуточный слой;

g_p — поправка за влияние рельефа местности;

g_n — нормальное значение силы тяжести.

Аномалия Буге является исходным материалом для геолого-геофизической интерпретации гравиметрических данных. Это — исправленное значение силы тяжести, приведенное к поверхности относимости (приведения) или к поверхности геоида.

3.4 Аппаратура для гравirazведки



Рисунок 3.4 – Гравиметр ГНУ

Методы измерения силы тяжести подразделяются на динамические, при использовании которых наблюдают движение груза в поле силы тяжести, и статические, подразумевающие измерение растяжения упругого элемента с грузом. Определения могут быть абсолютными и относительными. К абсолютным относятся такие методы, использование которых дает на каждой точке абсолютное, полное значение $g_{\text{набл}}$. Применение относительных методов позволяет на каждой точке определить приращения или разности по отношению к некоторой исходной точке $\Delta g_{\text{набл}}$.

В практике гравirazведки широкое применение получил относительный способ измерения силы тяжести, т.е. измерения приращений в двух точках с помощью гравиметров – приборов, в которых сила тяжести сравнивается с си-

лой деформации упругих материалов. Для повышения чувствительности гравиметра при малых изменениях Δg используют астазирование, т.е. применение упруго-возбужденной системы, состоящей из дополнительного рычага и главной пружины, которые приводят к увеличению угла наклона за счет неустойчивого равновесия при малых изменениях Δg .

Несмотря на специально принимаемые меры по термостатированию чувствительной системы (помещение ее в сосуд Дьюара и т.п.), влияние внешних факторов, как и внутренние процессы в упругих элементах системы, приводят к изменению показаний приборов во времени. Поэтому все гравиметры характеризуются дрейфом, или смещением нуля-пункта прибора, который достигает нескольких мГал в сутки. Это свойство учитывается введением специальной поправки за смещение нуля-пункта.

3.5 Поиски и разведка полезных ископаемых

Важным направлением гравиразведки являются поиски и разведка нефтегазовых структур: соляных куполов, антиклинальных складок, рифовых массивов, куполовидных платформенных структур. Наиболее благоприятны для разведки соляные купола, поскольку соль отличается низкой плотностью ($\sigma = 2,1 \text{ г/см}^3$) по сравнению с окружающими породами и резкими крутыми склонами. Соляные купола, находящиеся в Урало-Эмбенском районе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах, выделяются изометрическими интенсивными отрицательными аномалиями, по которым можно судить не только об их местоположении и форме, но и о глубине залегания (рисунок 3.5).

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий (Δg_B) положительного и отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к рифовым массивам, но их разведка гравиметрическим методом является задачей нелегкой

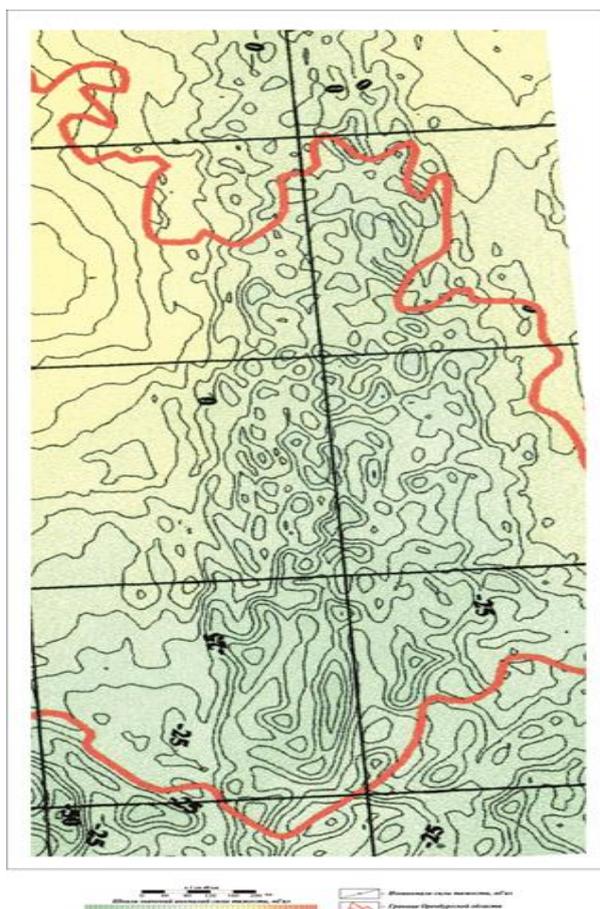


Рисунок 3.5 - Предуральский прогиб. Соляная тектоника в гравитационном поле

(по данным Кондрашовой В. П., ОГЭ, 2007)

Для разведки рифовых известняков среди осадочных терригенных пород используют анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифовые известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями. Куполовидные платформенные поднятия, к которым также нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания. Применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяющихся слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями.

В связи с разведкой угольных месторождений гравиметрию применяют как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля. В некоторых случаях мощ-

ные, неглубоко залегающие угольные пласты выделяются минимумами Δg_B^* за счет малой ($\sigma = 1,1 \text{ г/см}^3$) плотности углей.

Гравиразведку применяют в комплексе с другими геофизическими методами также для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем ее привлекают как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных для залегания тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений.

Существенное отличие рудной гравиметрии от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки.

Гравиразведку применяют в комплексе с другими геофизическими методами также для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем ее привлекают как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных для залегания тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений. Существенное отличие рудной гравиметрии от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки.

Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно Курская магнитная аномалия и Кривой Рог), где гравиразведку применяют для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Работы проводят совместно с магнито-разведкой, что позволяет определить размеры, глубины залегания, мощности рудных залежей. Из-за высокой плотности хромитов гравиразведка практически является единственным методом поисков и разведки хромитовых руд.

На рудных колчеданных и полиметаллических месторождениях гравиразведка существенно дополняет методы электроразведки при отделении рудных электрических аномалий от безрудных. С залежами колчеданных руд связаны интен-

* Δg_B - аномалия Буге

сивные положительные аномалии за счет их повышенной плотности.

Широкое применение находит гравиметрия и при разведке нерудных ископаемых. Интенсивными положительными локальными аномалиями Δg_B часто выделяются пегматитовые, кварцевые, корундовые, баритовые жилы, кимберлитовые алмазные трубки, месторождения слюды, марганца, боксита и многих других ископаемых. Минимумами выделяются месторождения минеральных солей.

3.6 Контрольные вопросы

1. Редукции силы тяжести.
2. Применение гравirazведки при поисках залежей УВ
3. Распределение силы тяжести на поверхности Земли.
4. Качественная интерпретация данных гравirazведки
5. Аппаратура в гравirazведке
6. Обратная задача гравirazведки
7. Аномалеобразующие факторы в гравirazведке
8. Потенциал силы тяжести
9. Применение гравirazведки при поисках твердых полезных ископаемых.
10. Характеристика горных пород по плотности
11. Применение гравirazведки для решения региональных, поисковых, и разведочных задач.
12. Характер поля силы тяжести Земли.
13. Трансформации гравитационных аномалий.
14. Решение прямой задачи гравirazведки.

4 Электроразведка

Электроразведка отличается от грави- и магниторазведки тем, что в ней чаще используются искусственно создаваемые поля, хотя в результате магнитных явлений или электрохимического взаимодействия различных минералов в толще горных пород возникают и естественные поля. Геоэлектрическое поле создается пропусканием электрического тока через толщу горных пород. Затем наблюдается характер поля на дневной поверхности. Как и сейсморазведка, электроразведка отличается значительной операционной гибкостью и имеет несколько модификаций. Известны различные способы создания силовых полей, использующие как постоянный, так и переменный ток. Как правило, наблюдения сводятся к измерению распределения потенциала по поверхности Земли, отношения поверхностного потенциала к току возбуждения, напряженности электромагнитного поля, его направления и величины сдвига между его компонентами [1,2,3,4,8,12,13,16,17, 18, 19]

Закон Ома имеет фундаментальное значение в электроразведке. Согласно ему,

$$U = RI, \quad (4.1)$$

где U — напряжение в вольтах;

R — сопротивление в омах;

I — сила тока в амперах.

Абсолютная величина и характер распределения электрического тока зависят от сопротивления горных пород. Оказалось, что при вычислениях более удобным параметром является не само сопротивление, а величина удельного электрического сопротивления ρ среды. Сопротивление ρ любого вещества определяется как сопротивление, оказываемое единичным кубом электрическому току, текущему параллельно ребру. Таким образом, удельное сопротивление ρ равно R_s/L , где R — сопротивление однородного проводника длиной L

и площадью поперечного сечения s . Обычно оно выражается в ом-метрах (Ом х м). Подставив определение удельного сопротивления в закон Ома, получим:

$$\rho = R_s / L = sU / LI \quad (4.2)$$

Удельное сопротивление горной породы определяется не столько удельным сопротивлением отдельных зерен минерала, сколько удельным сопротивлением жидкости, заполняющей межзерновое пространство. Как следствие, чем больше влажность породы и чем выше соленость влаги, тем выше проводимость. Поэтому можно говорить об эффективном удельном сопротивлении породы, зависящем от условий, в которых находится горная порода. Отсюда понятно, почему удельное сопротивление пород является свойством, изменяющимся в весьма широких пределах.

По электропроводности минералы делятся на 3 группы:

а) Минералы – проводники $\rho = 10 - 10^4$ Ом х см:

Галенит;

Пирит;

Графит;

Молибденит

б) минералы – полупроводники $\rho = 10^5 - 10^9$ Ом х см:

Гематит;

Ильменит;

Сидерит;

Хромит;

Киноварь;

Каменные угли

в) минералы – непроводники (диэлектрики) $\rho = 10^{10} - 10^{17}$ Ом х см:

Кварц;

Полевые шпаты;

Слюды;

Каменная соль;

Кальцит;

Гипс;

Бурые угли

Горные породы обладают удельными сопротивлениями, отличающимися друг от друга на несколько порядков, причем значения этого параметра превышают 10^5 Ом-м. Для некоторых пород диапазон изменения удельного сопротивления достигает 10^2 Ом-м. В то же время горные породы до некоторой степени можно различать по их удельному сопротивлению. Положение усложняется тем обстоятельством, что удельные сопротивления вдоль и поперек напластования могут различаться в несколько десятков раз. Кроме того, удельное сопротивление уменьшается с ростом температуры из-за образования большего числа ионов.

Ввиду локальных изменений проводимости интерпретация геоэлектрических данных становится затруднительной. Оказывается невозможным использовать обобщенные модели, как это делается в грави- и магниторазведке. Чтобы дать осмысленную интерпретацию, необходимо располагать какими-либо сведениями о локальных условиях. Величина удельного сопротивления зависит от степени насыщения жидкостью и от химического состава растворенных в воде веществ. Степень солености и постоянная диссоциации солей обуславливают значительные колебания величин удельного сопротивления проб воды. Эти колебания составляют от долей ом-метра до 300 Ом-м и более.

4.1 Геоэлектрический разрез

В реальных геологических разрезах электромагнитные свойства горных пород (особенно удельное электрическое сопротивление) весьма быстро изменяются с глубиной. Такое изменение обусловлено многими факторами: условиями осадконакопления, температурным и гидродинамическим режимами, давлением и т. п. Однако нередко в определенных интервалах глубин электромагнитные свойства горных пород оказываются примерно постоянными (незначительно варьируют около некоторых их средних значений). В этом случае

геологический разрез можно представить в виде отдельных слоев, в каждом из которых электромагнитные свойства — удельное электрическое сопротивление ρ , диэлектрическая ϵ и магнитная μ проницаемости — постоянны. Таким образом, мы пришли к очень важному понятию в электроразведке — геoeлектрическому разрезу — как совокупности отдельных слоев конечной мощности с постоянными внутри каждого слоя электромагнитными параметрами. Конечно, такой разрез является только некоторой физической моделью реального геологического разреза.

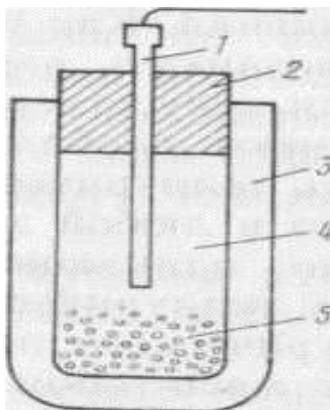
Наиболее простой моделью геоэлектрического разреза является разрез с горизонтальными границами раздела слоев; такой разрез называют горизонтально-слоистым. В зависимости от числа в нем толстых слоев геоэлектрический разрез называют однослойным (однородная среда), двухслойным (верхний пласт — конечной, второй — бесконечной мощности), трехслойным (первые два слоя — конечной, третий слой — бесконечной мощности) и т. д.

Если в геоэлектрическом разрезе имеется достаточно мощный слой с аномально высоким или аномально низким значениями электромагнитных параметров, то такой слой называется опорным геоэлектрическим горизонтом. Наибольший интерес представляет высокоомный опорный электрического горизонта; высокоомными горизонтами, в частности, являются кристаллический фундамент, мощная соленосная толща или мощный слой твердого известняка и т. п. Изучение поведения высокоомного опорного геоэлектрического горизонта — одна из наиболее важных разведочных задач структурной электроразведки.

4.2 Метод сопротивлений

Метод сопротивлений оказался наиболее эффективным методом электроразведки для изучения глубинного геологического строения. Электрический ток вводится в землю посредством двух неполяризующихся электродов, а на поверхности земли измеряется разность потенциалов между двумя измерительными электродами.

Стандартный металлический электрод обычно образует на своей поверхности собственный потенциал. В результате контакта электрода с грунтом на поверхности электрода возникает разность потенциалов, искажающая показания приборов и вводящая геофизиков в заблуждение. Подобное явление наблюдается все гда при прохождении электрического тока из одной среды в другую. В настоящее время в электроразведке используется несколько типов неполяризующихся электродов. Неполяризующиеся электроды устроены так, чтобы на контактной поверхности не образовывался собственный потенциал. Для этого металлический стержень помещается в раствор, содержащий ионы данного металла (рисунок 4. 1).



1 – медный стержень; 2 – резиновая пробка; 3 – пористый глиняный сосуд; 4 – раствор медного купороса; 5 – кристаллы медного купороса.

Рисунок 4. 1 - Неполяризующийся электрод (В. В. Знаменский, 1980).

Измеряемое удельное сопротивление зависит от взаимного расположения питающих (входных) *A* и *B* и измерительных электродов *M* и *N*. Изображенная на рисунке 2 симметричная четырехэлектродная расстановка называется расстановкой Шлюмберже.

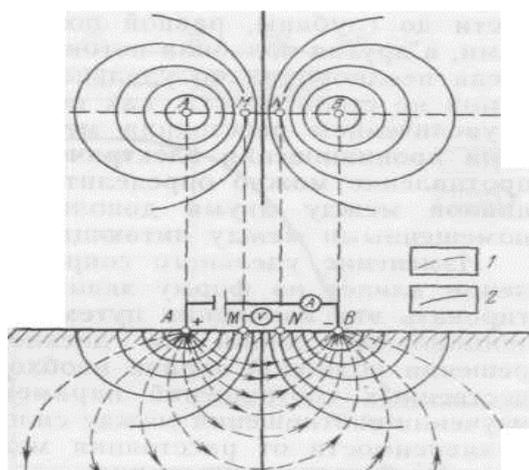


Рисунок 4. 2 - Симметричная четырехэлектродная установка, применяемая в методе сопротивлений (Г. Дорн, 1984).

Чем больше расстояние между питающими электродами, тем мощнее слой, по которому течет ток, и тем больше степень усреднения измеряемых удельных сопротивлений. Получаемое значение является мерой кажущегося удельного сопротивления объема горных пород, находящегося под системой токовых электродов. Ясно, что электрический ток предпочитает течь в среде с меньшим удельным сопротивлением, что отражается на измеряемой на поверхности величине кажущегося удельного сопротивления. Точность измерений быстро уменьшается с ростом глубины исследований, вероятность ошибки существенно велика при изучении глубокозалегающих слоев.

Глубина проникновения электрического поля и измеряемая разность потенциалов в каждом случае изменяются в зависимости от мощностей слоев и их удельных сопротивлений, поэтому можно получить идентичные кривые ВЭЗ для сред совершенно различного строения.

Поэтому, чтобы проинтерпретировать геологически наблюдаемые значения кажущегося удельного сопротивления, необходимо либо располагать дополнительными сведениями о разрезе, либо опираться на предположения. Только используя данные о геологии района работ, каротажные характеристики разреза или иную информацию, можно сделать обоснованный выбор из нескольких вариантов.

4.3 Интерпретация данных метода сопротивлений

Наиболее распространенный способ интерпретации данных метода сопротивлений в случае небольшого числа горизонтально залегающих слоев — палеточный (рисунок 4. 3). Каждая кривая представляет собой график зависимости кажущегося удельного сопротивления от расстояния между электродами, построенный для определенных типов измерительных расстановок и определенного сочетания слоев с различными отношениями мощностей и удельных сопротивлений.

Для двухслойной модели, состоящей из слоя определенной мощности, залегающего на однородном полупространстве, строится кривая зависимости кажущегося удельного сопротивления от половины расстояния между питающими электродами $L/2$. На оси x откладывается логарифм величины $L/2$, а на оси y — логарифм отношения кажущегося удельного сопротивления ρ_k к удельному сопротивлению верхнего слоя ρ_1 . Подобные кривые рассчитываются для некоторого числа значений отношений удельных сопротивлений верхнего и нижнего слоев. Если отношение ρ_k / ρ_1 равно единице для всех расстояний, получается горизонтальная прямая, соответствующая случаю отсутствия границы раздела слоев.

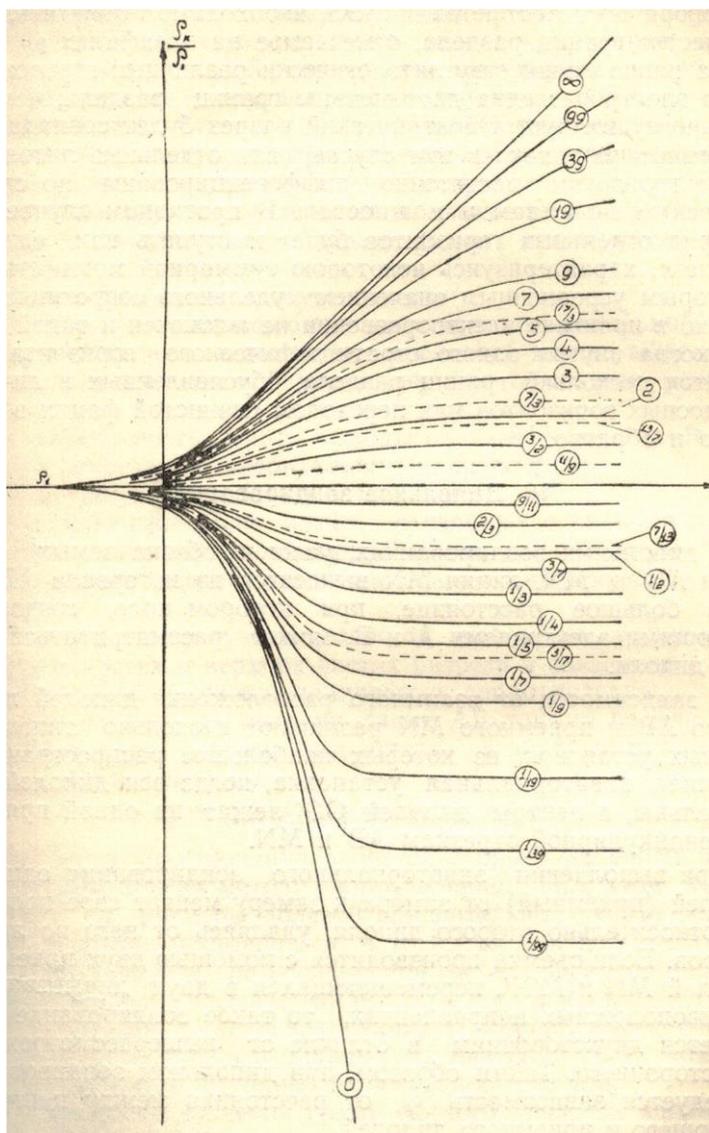


Рисунок 4.3 - Набор палеточных кривых для двухслойной среды с удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 (Г. Дорн, 1984).

Если же удельное сопротивление нижнего слоя выше, наблюдаемая кривая будет похожа на палеточные кривые, расположенные в верхней половине палетки, ее правая ветвь будет асимптотически приближаться к некоторому значению отношения ρ_k/ρ_1 . Очевидно, что предельное значение названного отношения достигается при увеличенных разносах питающих электродов, причем тем быстрее, чем больше разница в удельных сопротивлениях верхнего и нижнего слоев. Когда нижний слой обладает меньшим сопротивлением, кривая кажущегося удельного сопротивления окажется в нижней половине палетки, т. е. кажущееся удельное сопротивление с увеличением разноса питающих электродов уменьшается, приближаясь к значению сопротивления в

нижнем слое.

Палеточные кривые для случаев трех и более слоев становятся исключительно сложными.

Исследуем, например, трехслойную модель, к которой можно свести множество практических задач. Различают четыре главных типа кривых (рисунки 4. 4).

Слой с пониженным удельным сопротивлением залегает между слоями с повышенными удельными сопротивлениями. На соответствующей трехслойной кривой ВЭЗ проявляется минимум (рисунок 4. 4(а)).

Удельные сопротивления трех слоев последовательно возрастают, т.е. $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$. Кажущееся удельное сопротивление растет с увеличением разности питающих электродов (рисунок 4. 4 (б)).

Удельные сопротивления трех слоев последовательно убывают, т. е. $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$. Кажущееся удельное сопротивление уменьшается с увеличением размера измерительной расстановки (рисунок 4. 4 (в)).

Средний слой обладает повышенным удельным сопротивлением. На кривой кажущегося удельного сопротивления появляется максимум (рисунок 4. 4 (г)).

Таким образом, по форме наблюдаемой в поле кривой можно в первом приближении судить о характере чередования удельных сопротивлений в геоэлектрическом разрезе.

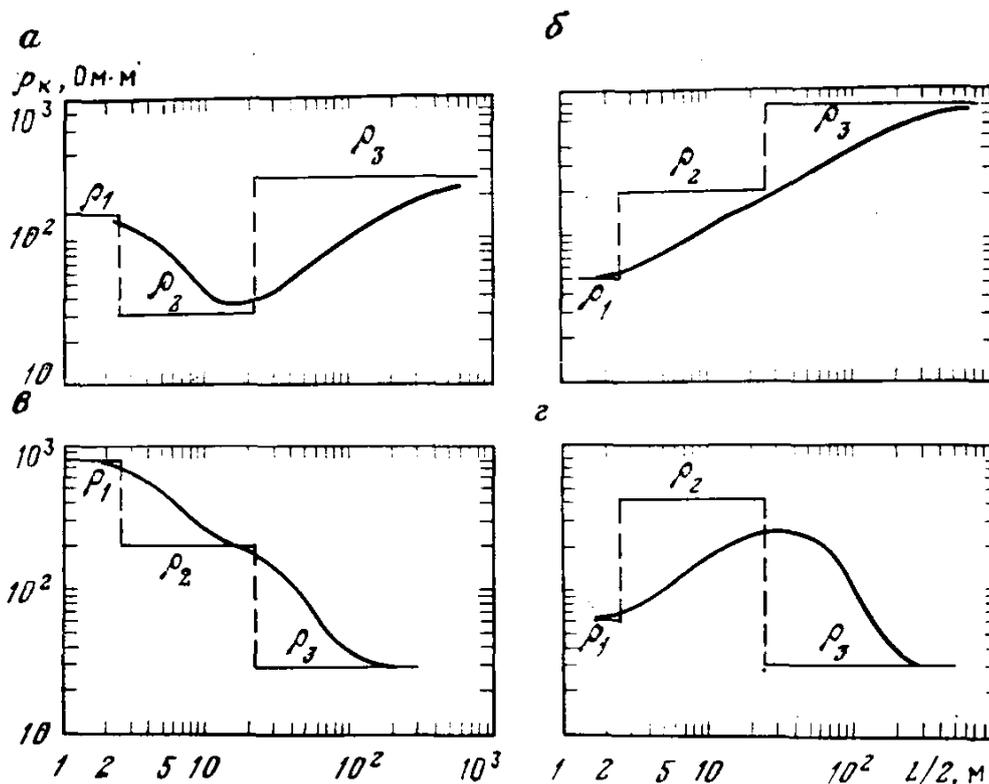


Рисунок 4. 4 - Основные типы кривых ВЭЗ для трехслойной среды (Г. Дорн, 1984).

4.4 Электрическое профилирование (ЭП)

Изучают кажущееся сопротивление при постоянных разностях питающих электродов АВ или определяют ρ_k между центрами питающего и измерительного диполей; установку перемещают вдоль линии (профиля) наблюдений через определенный интервал (шаг профилирования). С помощью электрического профилирования изучают изменение геоэлектрического разреза в горизонтальном направлении, тогда как глубинность освещения разреза остается примерно постоянной.

4.5 Метод эквипотенциальных линий

Следует упомянуть о методе эквипотенциальных линий, хотя в настоящее время он применяется редко. В этом методе изучаются линии равного потенциала между двумя питающими электродами. Согласно теории

метода, эквипотенциальные линии можно прослеживать с высокой точностью с помощью искательной цепи, состоящей из двух электродов и прибора. Следует помнить, что токовые линии перпендикулярны к эквипотенциальным, поэтому неоднородности проводимости вызывают искажения формы токовых линий и соответствующие искажения эквипотенциальных линий. На рисунке 4.5 показано, каким образом тело с аномально низким сопротивлением отклоняет токовые линии и изменяет геометрию эквипотенциальных линий. Для регистрации применяется потенциометр или телефон с наушниками, соединенный с металлическими щупами.

Метод эквипотенциальных линий позволяет с достаточно высокой точностью определять форму и параметры погребенного тела, но, поскольку глубина исследований мала, его можно применять только для изучения неглубокозалегающих тел.

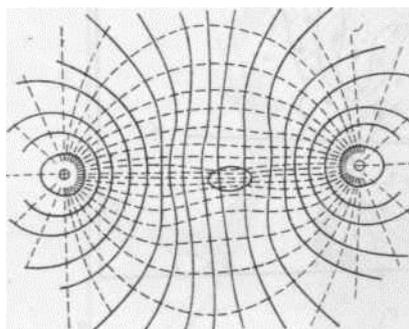


Рисунок 4. 5 - Искажения эквипотенциальных линий телом с аномально низким удельным сопротивлением

4.6 Метод заряженного тела

Когда рудное тело вскрыто в одной точке, бывает весьма полезно быстро установить его простирание и примерные контуры. Это может быть проделано при помощи метода заряженного тела, физическая сущность которого заключается в следующем. Один электрод питающей цепи заземляют в рудное тело, а другой электрод относят на возможно большее расстояние, до 1 —1,5 км. После этого исследуют распределения эквипотенциальных линий вблизи первого

электрода, которые по своей форме будут подобны контуру тела и будут отображать его простираение.

4.7 Метод отношения разности потенциалов (метод ИЖ-искатель жил)

Используется электрометрическая установка типа АМОНВ, движущая слева направо по профилю. Измеряются разности потенциалов между точками МО и ON. Их отношение $\Delta V_2 / \Delta V_1 = \alpha$

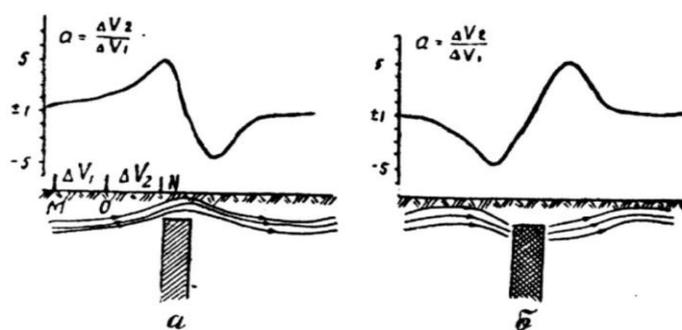


Рисунок 4.6 – Аномальные графики $\frac{\Delta V_2}{\Delta V_1}$: а) над непроводником и б) над проводником

4.8 Методы переменных полей

На использовании переменных полей основан ряд способов электроразведки. Пропуская через среду переменный ток средней частоты, мы создаем переменное электромагнитное поле, которое индуцирует вихревые токи в слоях повышенной проводимости (пониженного удельного сопротивления). Вихревые токи возбуждают вторичные электромагнитные поля, которые искажают первичное поле в каждой точке наблюдения на поверхности Земли. Результирующее поле изучается на поверхности посредством индукционной рамки. Оно будет отличаться от первичного поля по интенсивности, фазе и направлению, обнаруживая присутствие проводящего тела.

4.8.1 Метод бесконечно длинного кабеля (БДК)

В этом методе расстилается и заземляется на концах кабель длиной 2—4 км. Через кабель пропускается электрический ток частотой 100—800 Гц. Измерения производятся вдоль профилей, ориентированных перпендикулярно к кабелю, с шагом 100—200 м (длина профилей достигает 200—600 м по обе стороны от кабеля). Вертикальная составляющая магнитного поля измеряется с помощью многовитковой (1000—2000 витков) рамки диаметром 1-2 м.

На каждой точке наблюдений сравниваются амплитуды и фазы индуцированного и первичного магнитных полей. Тело повышенной проводимости вызывает аномалию.

4.8.2 Метод петли

Через электроды А и В в землю вводится переменный электрический ток и симметрично им на поверхности земли из изолированного провода раскладывается квадратная петля. При однородной среде в петле не будет индуцироваться ток. При анизотропии, в частности, наклоне пород в петле возникает ЭДС. Исследования позволяют построить схему изменения углов падения пород (рисунок 4.7)

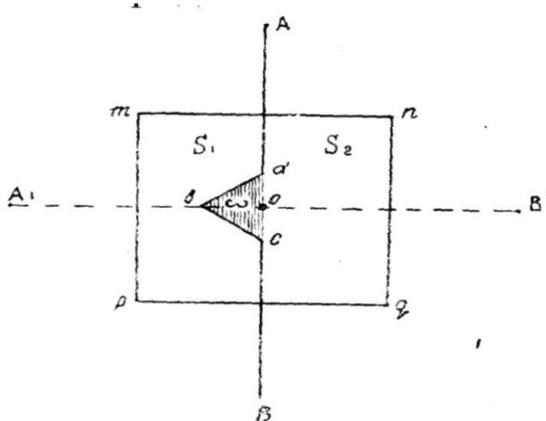


Рисунок 4.7— Квадратная петля и треугольник компенсации. Схема метода петли

4.8.3 Метод интенсивности

Основан на изучении распределения переменного магнитного поля, созданного переменным током, введенным в землю с помощью двух питающих электродов. Так как интенсивность магнитного поля при прочих равных условиях пропорциональна силе протекающего тока, то местам повышенной концентрации тока в земной коре будут отвечать наибольшие значения величин магнитного поля, поэтому при наличии на исследуемом участке залежей сульфидных руд, обладающих малым удельным сопротивлением, ток будет концентрироваться в рудном теле и создавать аномальные значения интенсивности переменного магнитного поля в этом месте на поверхности земли.

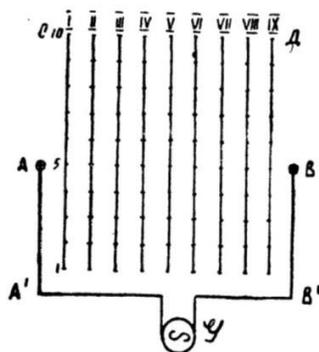


Рисунок 4.8 – Планшет метода интенсивности.

4.8.4 Метод индукции

В некоторой точке подлежащего исследованию участка устанавливается генератор вч, работающий на вертикально расположенную передающую рамку. На некотором расстоянии от генератора устанавливается приемная рамка, в которой возбуждается э.д.с. В однородной среде приемное поле горизонтально. Если вблизи генераторной рамки под землей расположен хороший проводник, то возникает дополнительное переменное магнитное поле, а результирующее поле будет находится в плоскости равнодействующего вектора H .

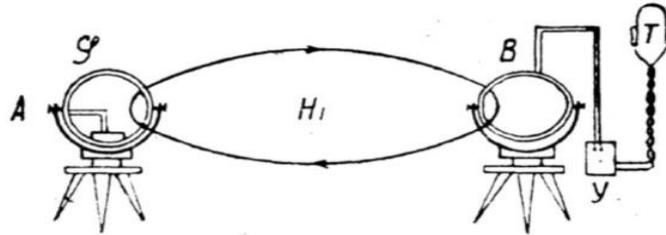


Рисунок 4.9 - Схема полевой установки метода индукции

4.9 Метод частотных зондирований

Метод частотных зондирований (сокращенно МЧЗ). В Земле возбуждают гармоническое во времени электромагнитное поле и изучают зависимость электрической и магнитной его компонент от частоты. Изменяя частоту тока в питающем диполе АВ или петле, можно управлять глубиной изучения разреза: с уменьшением частоты питающего тока возбуждаемая гармоническая электромагнитная волна проникает все глубже в Землю, позволяя тем самым получать информацию об изменении параметров геоэлектрического разреза в вертикальном направлении.

4.10 Метод зондирований становлением электромагнитного поля

Метод зондирований становлением электромагнитного поля (сокращенно ЗС). Используют те же установки, что и в методе частотных зондирований, но диполь АВ или петлю питают нестационарным электрическим током, простейшим примером которого является ступенчатый импульс включения или выключения тока. В момент включения (или выключения) тока в проводящих областях геоэлектрического разреза индуцируются вторичные токи, которые в первый момент распределены в приповерхностных слоях; затем они начинают проникать вглубь Земли, постепенно затухая с глубиной (процесс становления поля в Земле). Измеряют разность потенциалов на измерительных электродах MN или ЭДС индукции, наводимую в петле, в различные моменты; их величина зависит от параметров геоэлектрического разреза. Поскольку глубина про-

никновения электромагнитной волны в Землю определяется временем становления поля, прошедшим с момента включения (или выключения) тока в питающей цепи, то в методе ЗС изучают изменение свойств геоэлектрического разреза по вертикали. В зависимости от расстояния между центрами питающего АВ и измерительного MN диполей (разноса) различают две модификации ЗС — в дальней (сокращенно ЗСДЗ) и ближней (ЗСБЗ) зонах. В ЗСДЗ величина разноса в несколько раз превышает глубину до опорного (высокоомного) горизонта; в ЗСБЗ величина разноса близка к глубине до опорного горизонта или даже меньше ее.

4.11 Методы естественного электрического поля

Все методы электроразведки, рассмотренные ранее, используют искусственные силовые линии. И то же время в Земле в результате электрохимических реакций возникают естественные электрические токи. Наиболее часто они появляются на контактах с хорошо проводящими телами типа рудных тел. Измеримые потенциалы естественного поля возникают вблизи залежей сульфидных руд типа халькопирита и галенита. Рудные тела, содержащие проводящие минералы, но не являющиеся хорошими проводниками, не создают больших естественных полей. Поэтому использование естественных полей в практике полевой геофизики не получило широкого распространения. Наиболее разработаны методы естественных полей в каротаже (см. далее раздел ГИС). В полевой геофизике для решения региональных задач получил применение метод теллурических токов.

4.11.1 Метод теллурических токов

Метод основан на исследовании переменного во времени электрического поля, созданного земными (теллурическими) токами. Эти токи возникают в связи с вариационными возмущениями магнитного поля Земли, а также создаются электрическими конвекционными и другими процессами, протекающими в атмосфере или в земной коре.

В среднем плотность теллурических токов в земной коре составляет $2 \cdot 10^{-10} \text{ А/м}^2$, а соответствующая напряженность поля обычно колеблется, в пределах от нескольких долей до десятков милливольт на километр. Теллурические токи захватывают весьма значительные площади, что является их существенным отличием от электрохимических токов, положенных в основу метода естественного поля. Поэтому в пределах небольших участков, при условии их электрической однородности, векторы плотности тока по направлению и по величине будут одинаковы, т. е. поле можно считать однородным. В случае же неоднородного поля разности потенциалов теллурических токов, измеренные на дневной поверхности, будут пропорциональны плотностям токов в верхних слоях земной коры. Это обстоятельство и положено в основу метода теллурических токов, который позволяет определять местоположения и конфигурации слабопроводящих образований, залегающих на значительной глубине.

Действительно, если в двух пунктах земной коры глубины залегания тела бесконечного сопротивления будут h_1 и h_2 , то в пункте, где тело залегает на меньшей глубине, плотность тока окажется повышенной, так как часть тока высокоомным объектом здесь будет вытеснена к поверхности и разность потенциалов возрастет. Применяя к этим пунктам закон Ома, получим

$$\Delta V_1 = \rho I_1 r \quad \text{и} \quad \Delta V_2 = \rho I_2 r \quad (4.3)$$

где r — расстояние между измерительными электродами в метрах;

ΔV_1 и ΔV_2 — разность потенциалов в вольтах;

I_1 и I_2 — плотность токов в А/см^2 ;

ρ — уд. сопротивление пород перекрывающих непроводящую среду в Ом·м.

Если один из пунктов принять за опорный, то по отношению к нему можно вычислить отношение $\Delta V_2 / \Delta V_1$, которое обозначается через μ и называется теллурупараметром. Практически величина μ определяется по данным полевых измерений ΔV_2 и ΔV_1 , выполняемых с помощью потенциометра или осцилло-

графа. Чтобы исключить непостоянство поля теллурических токов во времени, съемка теллурического поля производится двумя измерительными установками. Одна из них все время находится на опорном пункте, а вторая переносится от точки к точке наблюдения.

Результаты съемки изображаются в виде карты изолиний равных значений теллурупараметра. Минимальная глубина залегания кровли искомого высокоомного объекта будет в точках, в которых μ максимально. Пользуясь этим соображением, по карте изолиний равных значений μ выделяют антиклинальные структуры с высокоомными опорными горизонтами в осадочной толще, поднятия в рельефе кристаллических пород и т. д.

4.12 Аппаратура и оборудование для электроразведки

В связи с существованием большого количества модификаций электроразведки, аппаратура для электроразведки не является универсальной. Существует множество типов аппаратуры, характеризующихся разнообразием схемных решений и конструкций в зависимости от решаемых задач и глубины исследований, источников электромагнитного поля, их частоты и измеряемых параметров. Поэтому здесь конкретных названий аппаратуры не приводится.

Аппаратура может быть *переносной* и в виде так называемых *электроразведочных станций*. Переносная аппаратура имеет небольшие габариты и массу, ее применяют при разведке на небольшие глубины (до 0,5 км) и она часто предназначается для работы только одним методом.



Рисунок 4.10 - Переносная электроразведочная станция.

В электроразведочной станции измерительная аппаратура установлена в

автомашине повышенной проходимости. В комплект станции входят также источники питания, которые размещены в другой автомашине. Здесь же установлены приборы для контроля, регулировки и измерения тока в питающей цепи. Как правило, электроразведочные станции более универсальны и предназначены для работы разными методами (ВЭЗ, ДЭЗ, ЧЗ и ЗС, МТЗ) и на большие глубины.



Рисунок 4. 11 – Электроразведочная станция на автомобиле высокой проходимости. Рядом бухты проводов для производства зондирований.

В комплект аппаратуры обычно входят источники постоянного или переменного тока. В качестве источников постоянного тока используют сухие элементы, аккумуляторы, либо специальные генераторы постоянного тока, приводящиеся в действие двигателем автомобиля или бензоэлектрическими агрегатами. В качестве источников переменного тока применяются генераторы гармонических колебаний (для ЧЗ) или прямоугольных импульсов (для ВП и ЗС) заданной полярности и длительности - одно-полярные или двухполярные прямоугольные импульсы разной длительности и скважности. Важной характеристикой аппаратуры, определяющей глубину исследований, является максимальная величина тока, которую создает генераторное устройство. Напряжение источников тока в разных методах может изменяться от 10 до 1000 В, а ток в питающих линиях может достигать 50 А. Это позволяет увеличить глубину исследований до 5-6 км и более. Глубинные электромагнитные исследования иногда выполняют с помощью специальных мощных источников - магнитодинамических генераторов (МГД-генераторов).

Измерительная аппаратура предназначена для измерения тока в питаю-

щих линиях и для определения амплитудных и фазовых значений (абсолютных и относительных) напряженности поля.

В методах постоянного тока измеряемыми величинами являются разность потенциалов между приемными электродами и сила тока в питающей цепи. Простейшим способом измерения разности потенциалов является компенсационный способ, сущность которого состоит в сравнении измеряемой и известной разностей потенциалов.

В методах переменного тока измеряются электрические E_x , E_y и магнитные H_x , H_y , H_z компоненты поля и их различные сочетания. Аппаратура для их измерения должна обладать большой чувствительностью (минимальный уровень измеряемого сигнала) и широким динамическим диапазоном (отношение максимального измеряемого сигнала к минимальному), что достигается только при цифровой регистрации. Так, например, сигнал становления поля за короткое время изменяется в широком диапазоне (на 5-6 порядков). На малых временах становления ЭДС в приемной петле может достигать десятков вольт, а на поздних - уменьшаться до долей микровольт. Поэтому динамический диапазон цифровой аппаратуры достигает 130 дБ.

В качестве датчиков-источников в электроразведке применяются заземленные стальные электроды АВ или незаземленные контуры - петли, служащие для индукционного возбуждения поля. В качестве датчиков-приемников - заземленные электрические диполи MN (медные или латунные электроды) для регистрации вариаций электрического поля, незаземленные контуры - петли, индукционные датчики и кварцевые магнитометры - для регистрации вариаций магнитного поля на разных частотах. В некоторых методах применяют специальные неполяризующиеся электроды.

Аппаратура магнитотеллурических методов основана на регистрации естественного электромагнитного поля и состоит из управляющего и измерительных блоков. Число измерительных блоков современной аппаратуры может быть большим, поэтому она является многоканальной. Для передачи цифровой информации применяется беспроводная связь, позволяющая избежать взаимных

помех, возникающих в случае проводной связи. МТ-съемки становятся более эффективными при проведении синхронных наблюдений с помощью спутниковых систем навигации. Регистрация электрических и магнитных компонент проводится в широком диапазоне частот от 10 кГц до 0,00002 Гц.

В настоящее время имеется тенденция к более плотным системам наблюдений, что расширяет круг решаемых электроразведкой задач за счет исследования сред, значительно отличающихся от горизонтально-слоистых. Так, в рамках методов постоянного тока применяется многоканальная многоэлектродная аппаратура. Ее особенностью является многократное использование в качестве питающих и измерительных одних и тех же электродов - каждый электрод может использоваться как приемный, так и как питающий. Таким образом, например, создается комбинированная система наблюдений ВЭЗ и ЭП, позволяющая проводить томографическую обработку информации. Для достижения максимальной производительности применяется специальная многоэлектродная аппаратура, объединенная многожильным кабелем (косой), когда один раз установив и подключив электроды можно провести весь комплекс профильных измерений. Для этого используют программируемую автоматическую коммутацию электродов. Следует отметить, что подобная методика, получившая название *электротомографии*, пока используется только при малоглубинных исследованиях.

Среди аппаратуры для высокочастотной электроразведки наибольшее распространение получили **георадары**. В комплект георадара входят управляющий блок, содержащий в себе генератор импульсов и измеритель, а также набор антенн. Чем больше антенна, тем больше глубина проникновения поля, но меньше детальность. Измеряемый сигнал записывается в память, а также в реальном времени отображается в виде радарограммы на экране внешнего компьютера.



Рисунок 4.12 – Георадар в походном положении.

4.13 Электротомография

В последние годы в стране наблюдается успешное внедрение метода электротомографии ВП 2D с использованием многоканальной аппаратуры. Одно из достоинств этой технологии – полная компьютеризация процесса полевых работ и последующей обработки материала, исключающих субъективные факторы. Другое преимущество метода – очень высокая плотность наблюдений, позволяющая предельно детализировать изучаемое пространство, при сравнительно небольших затратах времени и средств.

Суть электротомографии – многократное использование в качестве питающих и измерительных одних и тех же фиксированных на профиле наблюдений положений электродов. Это приводит к уменьшению общего числа рабочих положений электродов при существенном увеличении плотности измерений по сравнению с обычным методом ВЭЗ. Такой подход позволяет использовать преимущества современной аппаратуры. Интерпретацию данных электротомографии можно проводить в рамках двумерных (трехмерных) моделей.

В процессе обработки данных электроразведки осуществляется инверсия – 2D-распределение удельных электросопротивлений (ρ) и поляризуемостей (η)

в нижнем полупространстве с точностью, соответствующей полевой погрешности измеренных величин.

В дальнейшем инверсионные разрезы можно обрабатывать по программе IPI и наделять «геологическим содержанием». Ниже дается пример разреза по профилю, обработанного по методике электротомографии (рисунок 4.10). На разрезе наглядно проявляются зоны оруденения, дробления, выветривания, что позволяет повысить эффективность поисков золота в конкретных условиях.

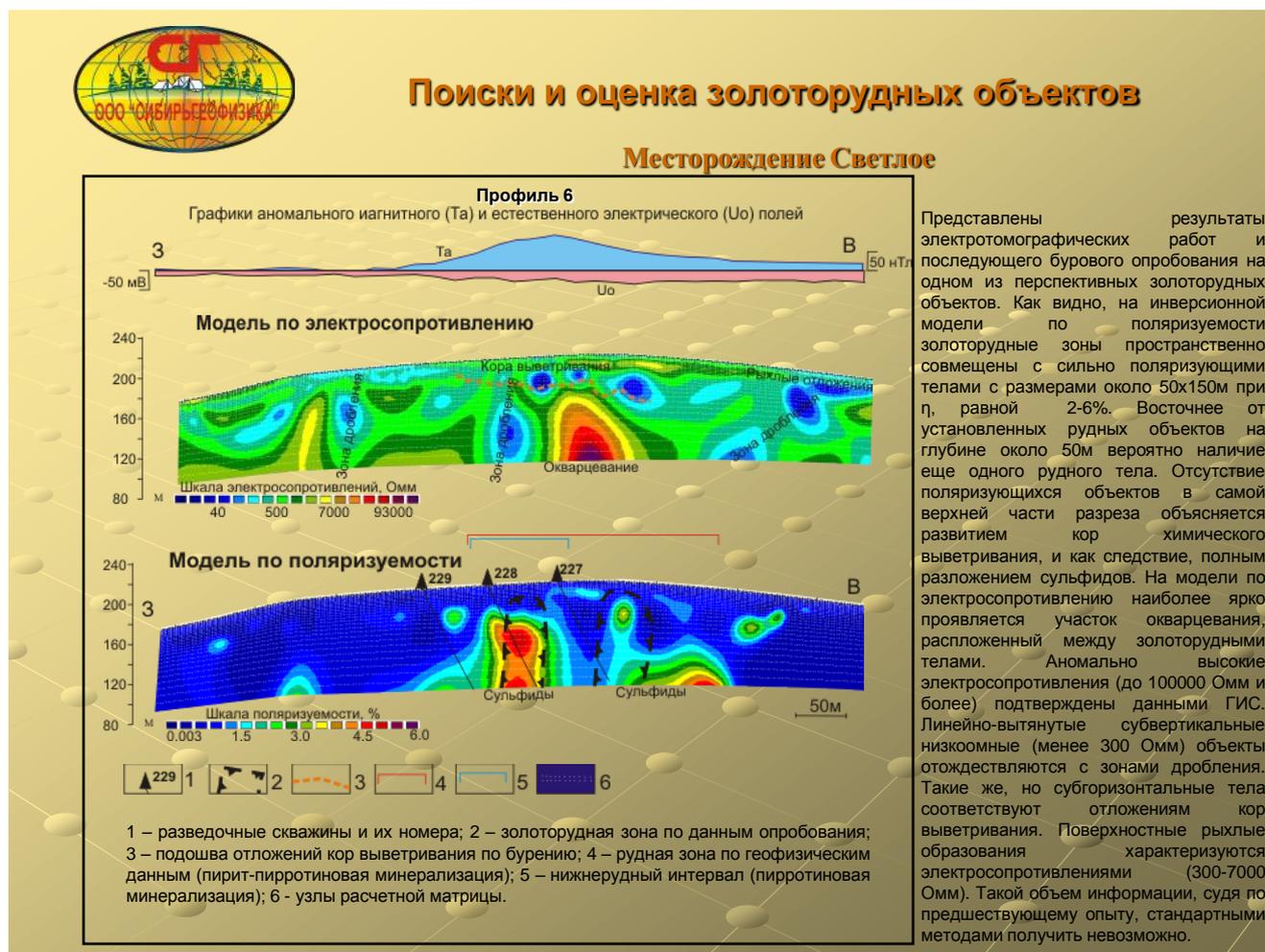


Рисунок 4.13 - Электротомографический разрез (по данным ООО Сибирьгеофизика, 2013 г.)

4.14 Контрольные вопросы

1. Применение электроразведки при поисках полезных ископаемых.
2. Типы кривых ВЭЗ.
3. Классификация методов электроразведки.
4. Принципы интерпретации в электроразведке.
5. Методы электроразведки.
6. Качественная интерпретация ВЭЗ.
7. Кажущее сопротивление – основной параметр в электроразведке.
8. Принципы интерпретация в электроразведке.
9. Применение электроразведки для решения региональных, поисковых, и разведочных задач.
- 10.- Применение электроразведки при поисках полезных ископаемых.
- 11.Аппаратура в электроразведке.
- 12.Основы электроразведки.
- 13.Методы постоянного тока.
- 14.Методы переменного тока.
- 15.Сущность метода сопротивлений.
- 16.Палеточная интерпретация 2-х и 3-х слойной среды.
- 17.Понятие геоэлектрического разреза.
- 18.Понятие об интерпретации методов ВЭЗ, ЧЗ, МТЗ, МТТ, ЗСТ.

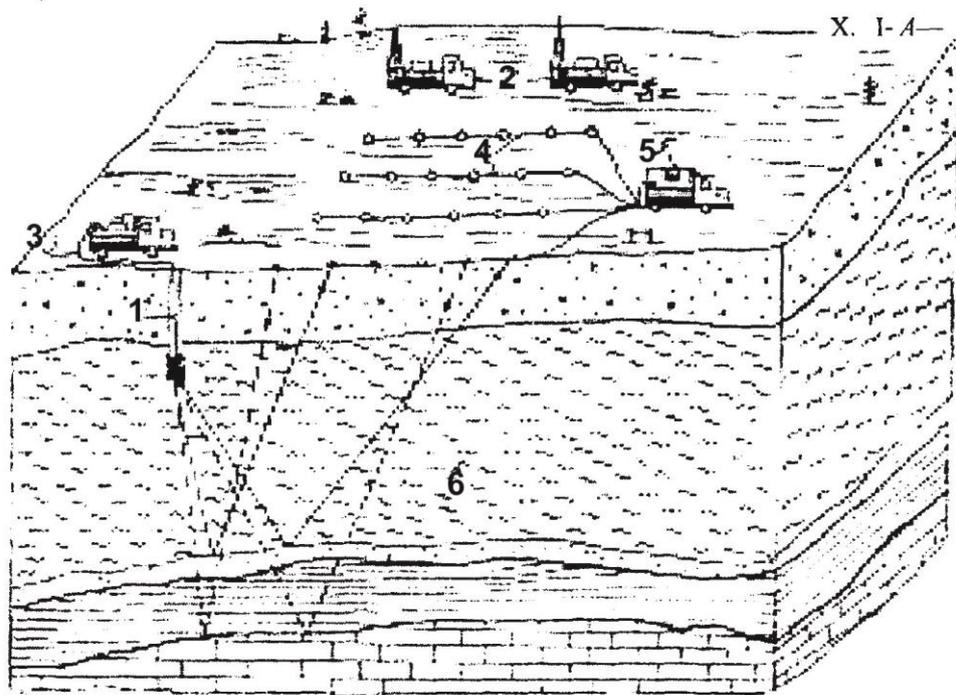
5 Сейсморазведка

Сейсмическая разведка (сейсморазведка) является одним из ведущих геофизических методов исследования структуры, строения и состава горных пород. Сейсмические исследования земной коры являются общепризнанным способом ее изучения. Достаточно высока роль сейсморазведки в решении задач рудной и инженерной геологии. Однако главной и наиболее эффективной сферой применения сейсморазведки является поиск месторождений нефти и газа. Поиски и разведку залежей углеводородов в настоящее время трудно представить без широкого использования сейсморазведки. Особенно важна роль сейсморазведки при поисках залежей углеводородов на море. Здесь сейсморазведка является не только практически единственным, но и весьма эффективным методом исследований. Именно поэтому объемы морских сейсморазведочных работ в мире в настоящее время более чем в четыре раза превышает объемы работ на суше [1,2,3,4,7,8,12, 13, 14, 16,17,18, 19].

Сейсморазведка включает в себя комплекс методов исследований геологического строения земной коры, основанных на изучении особенностей распространения в ней искусственно возбужденных упругих волн. Вызванные взрывом или другим способом упругие волны, распространяясь во всех направлениях от источника колебаний, проникают в толщу земной коры на большие глубины. В процессе распространения в земной коре упругие волны претерпевают процессы отражения и преломления. Это приводит к тому, что часть сейсмической энергии возвращается к поверхности Земли, где вызывает дополнительные сравнительно слабые колебания. Эти колебания регистрируются специальной, достаточно сложной аппаратурой. Полученные записи подвергаются глубокой обработке с применением самой современной вычислительной техники. Анализируя полученные после обработки результаты, квалифицированный специалист-геофизик может определить глубину залегания, форму и свойства тех слоев, на поверхности которых произошло отражение или преломление упругих волн.

Сейсмические методы широко используются при решении задач *региональной геологии, поисках и разведке различных твердых полезных ископаемых*, при выполнении разнообразных инженерно-геологических изысканий. Однако особенно широко и эффективно сейсморазведка используется при поисках и разведке месторождений нефти и газа.

Сейсморазведочные работы, как правило, проводят по отдельным линиям или их группам - сейсморазведочным профилям. На профиле наблюдений с определенным интервалом друг от друга бурят взрывные скважины глубиной от 8 до 30 м, в которые помещают заряд взрывчатого вещества (ВВ) вместе с капсулом -детонатором (средством взрывания - СВ). Посылая в капсуль-детонатор электрический ток, можно инициировать взрыв взрывчатого вещества. В качестве ВВ чаще всего используется тротил. На профиле до момента производства взрыва раскладываются сейсмические косы (жгуты проводов), к которым подключаются расставляемые равномерно по профилю с шагом от 20 до 100 м сейсмоприемники упругих колебаний. Эти сейсмоприемники позволяют улавливать даже слабые сотрясения поверхности земли, вызванные взрывом. Электрические сигналы, генерируемые сейсмоприемником, по косе передаются на вход специальной регистрирующей аппаратуры - сейсморазведочной станции, размещенной обычно в специальном кузове автомобиля (рисунок 5.1). Поступившие сигналы в сейсморазведочной станции усиливаются, фильтруются и записываются на магнитный носитель. Далее после некоторой обработки эти записи могут быть воспроизведены на бумаге. Получающиеся записи принято называть сейсмограммой.



1 - взрывная скважина с зарядом ВВ; 2 - буровые станки; 3 - станция взрывного пункта; 4 - сейсмические ковы с сейсмоприемниками; 5 - сейсморазведочная станция; 6 - геологический разрез с отражающими границами

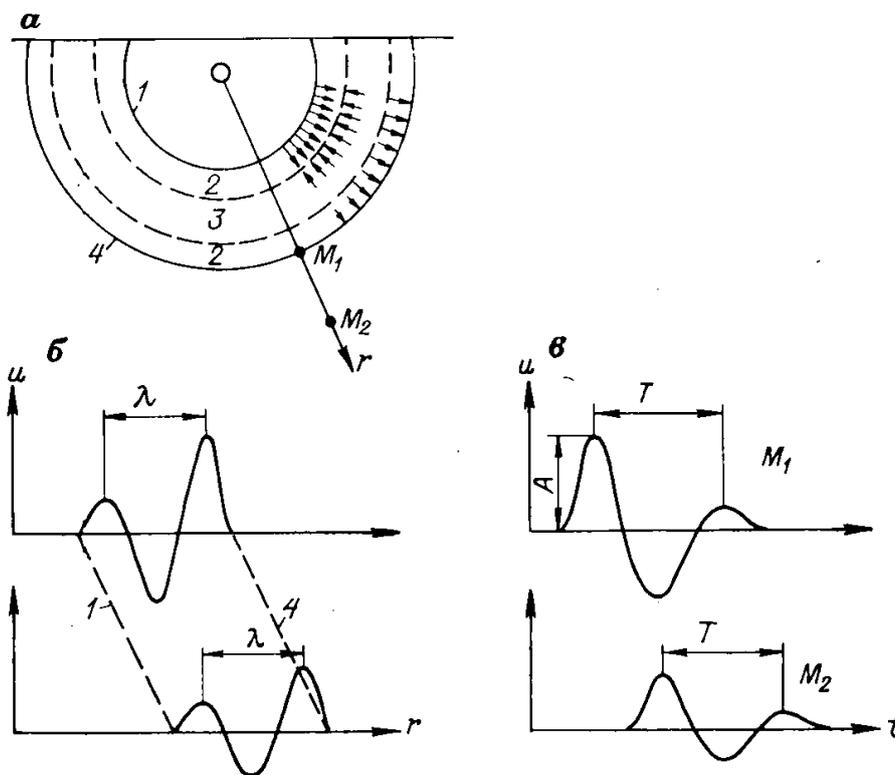
Рисунок 5.1. - Схема выполнения сейсморазведочных работ на суше методом отраженных волн (В. М. Бондаренко, 1986):

5.1 Физические и геологические основы сейсморазведки

Земную кору в первом приближении можно считать твердым упругим телом, элементарные частицы которого находятся в состоянии покоя. Поэтому для описания процессов, происходящих в горных породах в результате приложенных к ним сил, можно использовать законы теории упругости.

Сила, действующая в точке взрыва или удара, быстро изменяется во времени, сперва нарастая, затем убывая, поэтому деформации и напряжения в среде, согласно закону Гука, тоже изменяются во времени, что вызывает колебание частиц около их первоначального положения. Колебания, передаваясь от одних частиц к другим, образуют в среде упругую (сейсмическую) волну. Поверх-

ность, отделяющая область, охваченную колебаниями, от той, где их еще нет, есть фронт волны. При импульсном возбуждении колебания через некоторое время затухают, причем область покоя частиц постепенно расширяется. Ее граница является задним фронтом (тылом) волны. В первый момент смещение частиц направлено от источника и на фронте волны образуется зона сжатия. Фронт волны перемещается в среде, поэтому позднее в ней образуются три полусферические области, разделенные передним и задним фронтами волны (рисунок 5.2).



а) схема смещения частиц в среде; б) – профиль волны; в) графики колебаний частиц; 1 – тыл волны; 2 и 3 – зоны сжатия и разрежения; 4 - фронт волны

Рисунок 5. 2. - Распространение продольных волн в однородной среде (В. В. Знаменский, 1981).

График смещения и частиц от положения равновесия вдоль любого радиуса r , исходящего из источника, называют профилем сейсмической волны, наибольшее положительное смещение — горбом, отрицательное — впадиной,

расстояние между соседними горами или впадинами — длиной волны λ . Смещение частиц среды во времени в произвольной точке M при прохождении через нее фронтов волны называют графиком колебаний или записью волны (рисунок 5. 2 (в)). Наибольшее смещение частиц называют амплитудой A , интервал времени между соседними амплитудами одного знака — периодом T , величину, обратную периоду, — частотой. Чем больше точка удалена от источника, тем меньшей вследствие геометрического расхождения и поглощения волны будет в ней амплитуда колебаний.

В зависимости от вида деформации в упругой среде могут распространяться волны двух типов: продольные — при возникновении деформаций первого рода и поперечные — при наличии деформаций второго рода. В первом случае колебания частиц происходят в направлении движения волны, во втором — в перпендикулярном к ее движению. Поперечные волны могут распространяться только в твердых телах. Продольные и поперечные волны распространяются во всех направлениях от источника, по всему объему горных пород, поэтому их называют объемными. Наряду с ними у дневной поверхности из-за наличия границы земля — воздух распространяются поверхностные волны Релея и Лява.

Горные породы существенно различаются по упругим свойствам, что приводит к разной скорости распространения в них сейсмических волн. Даже для пород одного и того же типа она может существенно колебаться, что иллюстрируется данными таблицы 5.1.

Наименьшими значениями v_p , редко превышающими 1,0 км/с, обладают слабосцементированные породы, залегающие у земной поверхности, наибольшей — галогенные, карбонатные, магматические и метаморфические, в которых v_p может достигать 7 км/с.

Таблица 5.1 – Скорости распространения сейсмических волн в горных породах

Горная порода или среда	v_p , км/с	v_S/v_p
Почвенный слой	0,1—0,5	0,5—0,6
Щебень, гравий, песок (сухой)	0,1—0,6	0,3—0,7
Суглинок сухой	0,25—0,9	0,5—0,6
Глина сухая	0,9—1,5	0,5—0,6
Песок влажный	0,6—1,8	0,1—0,3
Глина влажная	1,5—2,8	0,1—0,3
Вода	1,4—1,6	
Песчаник	1,8—4,0	0,35—0,6
Мел	1,8—3,7	0,4—0,5
Известняк, доломит	2,1—6,5	0,5—0,6
Каменная соль	4,2—5,5	0,5—0,6
Лед	3,1—4,2	0,4—0,5
Мерзлые водонасыщенные пески и глины	3,2—4,2	0,5
Гранит	4,0—5,8	0,5—0,6
Габбро	6,0—7,0	0,5—0,6
Метаморфические породы	3,0—7,0	0,5—0,6

На глубинах 20—70 км наблюдается скачкообразное увеличение v_p до 8,0—8,6 км/с, происходящее на границе Мохоровичича (Мохо).

Скорость сейсмических волн зависит не только от состава пород, но и от давления, пористости, характера цемента и заполнителя пор. Наличие капиллярной воды в терригенных породах ведет к увеличению модуля Юнга и заметному росту V_p , которая скачкообразно возрастает при полном заполнении пор водой. К росту V_p ведет и увеличение давления, что особенно заметно в самой верхней части разреза, где развиты рыхлые породы. В известняках, изверженных и метаморфических породах уменьшение скорости может происходить при появлении в них текстурной пористости или трещиноватости.

В результате поглощения сейсмической волны ее начальная амплитуда A_0 уменьшается по закону

$$A = A_0 e^{-\alpha r}, \quad (5.1)$$

где r — длина пути, пройденного волной;

α — коэффициент поглощения.

С учетом геометрического расхождения волны ее амплитуда убывает по закону:

$$A = A_0 e^{-af(r)}, \quad (5.2)$$

где $f(r)$ — функция расхождения. Для сферических волн $f(r) = 1/r$, для конических (преломленных) $f(r) = 1/r^2$.

Значение a зависит не только от характера среды, но и от частоты распространяющейся волны; с увеличением частоты a растет. Это ведет к избирательному поглощению сейсмических волн, что особенно сильно проявляется в самой верхней части разреза. Неоднородность и тонкая слоистость пород вызывают частичное рассеяние волн (образуются очень слабые отраженные волны). Разделить поглощение и рассеяние не удастся, поэтому их совместное влияние описывают эффективным коэффициентом поглощения $\alpha_{\text{эф}}$.

5.2 Основы геометрической сейсмологии

Распространение сейсмических волн в горных породах представляет собой волновой процесс, но для решения большинства практических задач можно ограничиться кинематическими особенностями этих волн и воспользоваться лучевыми представлениями об их распространении, которые основаны на принципах Гюйгенса — Френеля и Ферма, применяемых в оптике.

Из принципа Ферма вытекают следующие положения, используемые в сейсморазведке:

1. В однородных средах сейсмический луч — прямая линия, так как скорость в них постоянна; при постепенном изменении скорости луч становится криволинейным, а при скачкообразном ее изменении — ломаной линией.

2. Закон отражений:

$$\sin \alpha_1 / V_1 = \sin \alpha_2 / V_2, \quad (5.3)$$

где α_1 и V_1 —угол падения и скорость падающей волны;

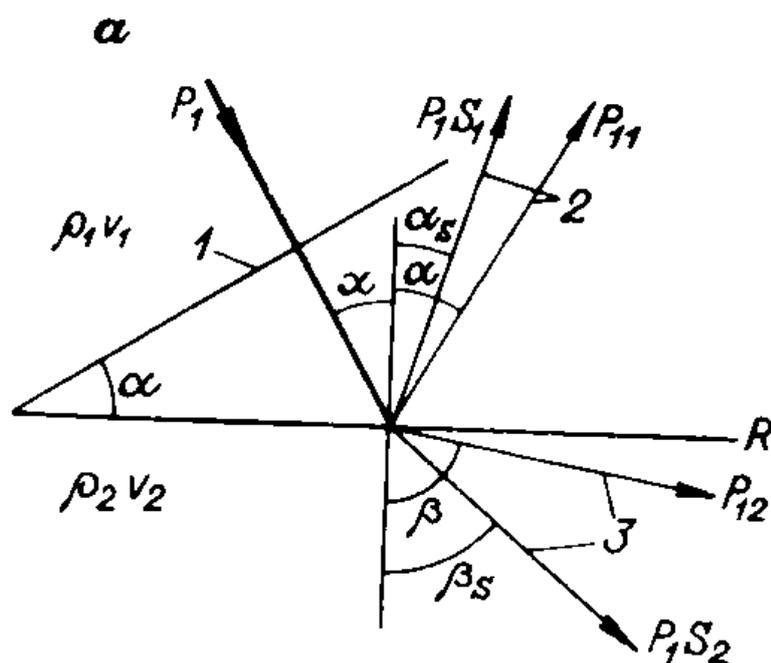
α_2 и V_2 — угол отражения и скорость отраженной волны. Если скорость падающей и отраженной волн одинакова, то $\alpha_1 = \alpha_2$, т.е. для пластовой модели среды угол отражения равен углу падения.

3.Закон преломлений:

$$\sin \alpha / V_1 = \sin \beta / V_2, \quad (5.4)$$

где α и β — углы падения и преломления волны;

V_1 и V_2 — скорости падающей и проходящей волн соответственно (рисунок 5. 3).

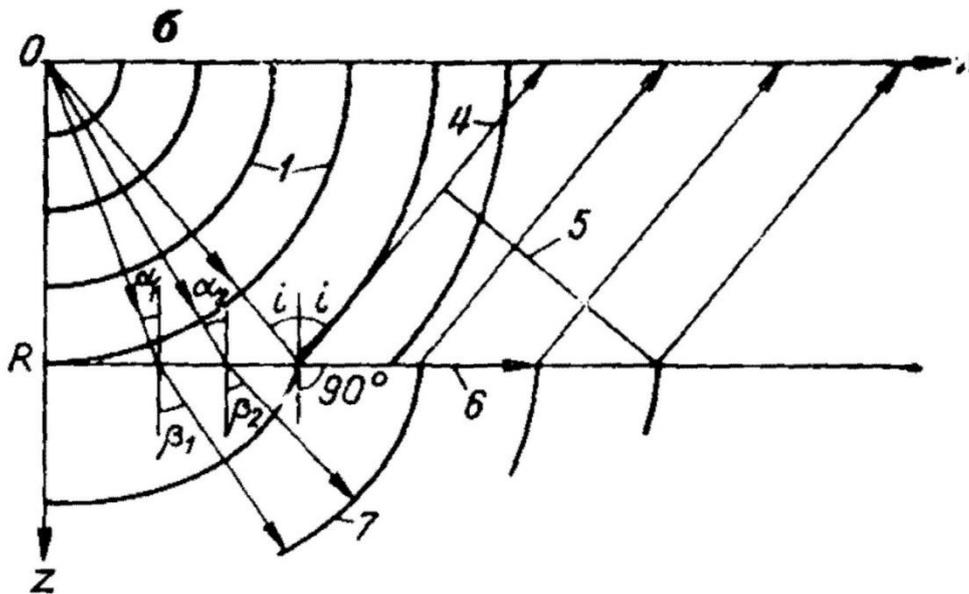


1- фронт падающей волны; 2 – отраженные волны; 3 – проходящие волны.

Рисунок 5. 3. - Схема образования отраженной и преломленной волн (В. В. Знаменский, 1981).

Если скорость в нижней среде больше, чем в верхней, то при некотором значении угла падения $\alpha = i$ угол преломления β станет равным 90° и волна будет скользить вдоль границы раздела, порождая вторичные волны, возвращающиеся к земной поверхности. Такие волны называют головными преломленными или просто преломленными, а угол i , при котором они образуются, — критическим углом (рисунок 5. 4.). Это предельное значение угла, при котором еще возможна монотипная проходящая волна. Оно может быть найдено на основании закона преломления:

$$\sin i = V_1 / V_2 \quad (5.5)$$



5 – фронт преломленной волны; 6- скользкая волна; 7 – фронт проходящей волны.

Рисунок 5. 4. - Схема образования преломленных головных волн (В. П. Захаров, 1982).

Скорость V_r распространения волны вдоль границы называют граничной, она равна скорости в нижележащей среде, если последняя однородна. Так как

$V_2 > V_1$ то фронт скользящей волны постепенно обгоняет фронт падающей.

В сейсморазведке условно разделяют волны на полезные и помехи; полезными считают те волны, которые используют для получения представлений о геологическом строении. В зависимости от изучаемых волн в сейсморазведке выделяют два основных метода: отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн. Вспомогательным является метод проходящих волн, применяемый преимущественно в скважинах и позволяющий получать сведения о скоростной характеристике и волновой картине внутри среды, что облегчает интерпретацию данных МОВ и МПВ. В этих методах чаще используют продольные волны, реже — поперечные и обменные.

К волнам-помехам относятся микросейсмь — беспорядочные колебания почвы, вызванные ветром, дождем, движением транспорта и т. п., поверхностные и звуковые волны, образующиеся в результате взрыва, особенно если он произведен на поверхности, многократно отраженные, отраженно-преломленные, преломленно-отраженные, т. е. испытавшие отражение или преломление на одной и той же границе более 1 раза.

5.2.1 Годографы прямой и отраженной волн

Годограф – график зависимости времени прихода волны на дневную поверхность.

Если источник возбуждения расположен в однородной среде практически на земной поверхности и с ним совмещено начало координат, то уравнение линейного продольного годографа прямой волны будет

$$t = x/V_1 \quad (5.6)$$

Это уравнение прямой, проходящей через начало координат (рисунок 5. 5).

Для определения годографа отраженной волны (ОВ) воспользуемся рисунком 5.5: из точки O возведем перпендикуляр к границе. h – эхо-глубина, O^* – мнимый центр взрыва с координатами x_0 и z_0 . Время прихода ОВ в любую

точку на линии наблюдений равно времени распространения волны со скоростью V_1 по прямому лучу, исходящему из точки O^* . То есть ломаный луч ОКМ можно заменить прямолинейным лучом O^*M .

Уравнение годографа отраженной волны принимает вид:

$$t = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_0^2} \frac{1}{V_1} \quad (5.7)$$

Это уравнение гиперболы с минимумом, смещенным по оси x в сторону восстания границы на отрезок x_0 (рисунок 5.5).

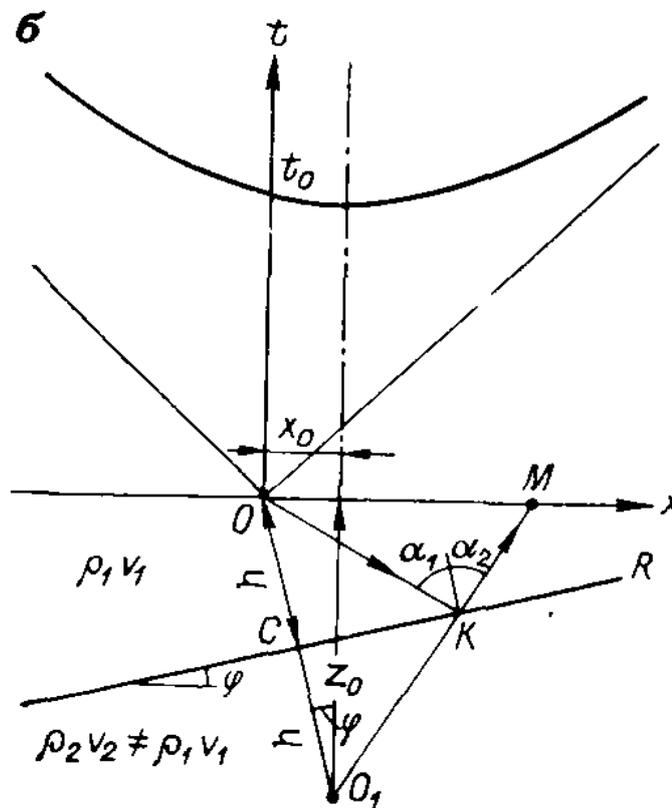


Рисунок 5.5 - Годограф отраженной волны (В. П. Захаров, 1982).

5.2.2 Годограф ОГТ

Годограф общей глубинной точки ОГТ или общей средней точки ОСТ симметричен относительно оси времен, проходящей через центр базы, а его минимум лежит на этой оси при любых углах наклона отражающей границы (рисунок 5.6).

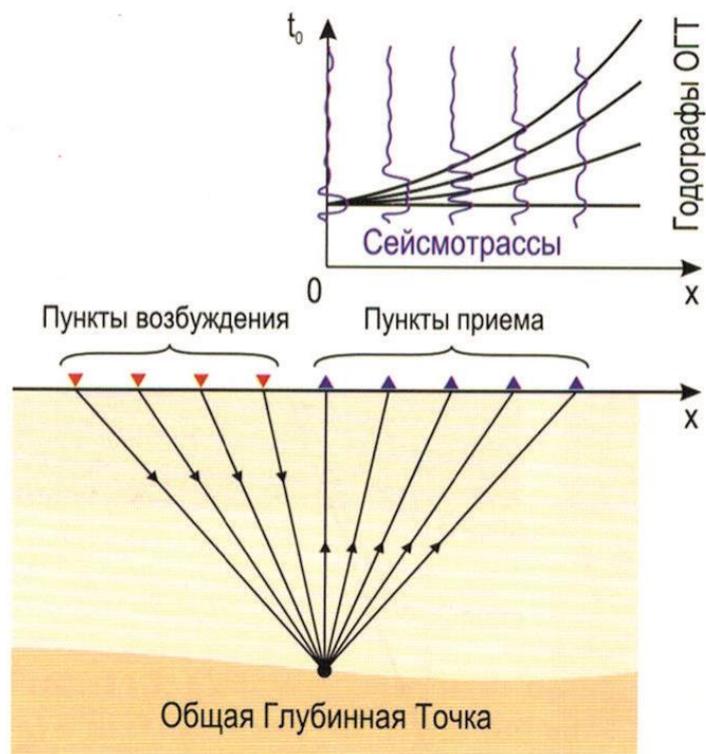


Рисунок 5. 6. - Годограф ОГТ (О. Л. Кузнецов, 2011).

При этом уравнение годографа ОГТ (ОСТ) примет вид:

$$t_{OГТ} = \sqrt{\frac{x^2}{v_{OГТ}^2} + t_0^2} , \quad (5.8)$$

где t_0 относится к центру базы суммирования;

$v_{OГТ}$ является фиктивной скоростью;

первый член подкоренного выражения – кинематическая поправка.

$$t_0 = \frac{2h_0 \cos i}{V_1} \quad (5.11)$$

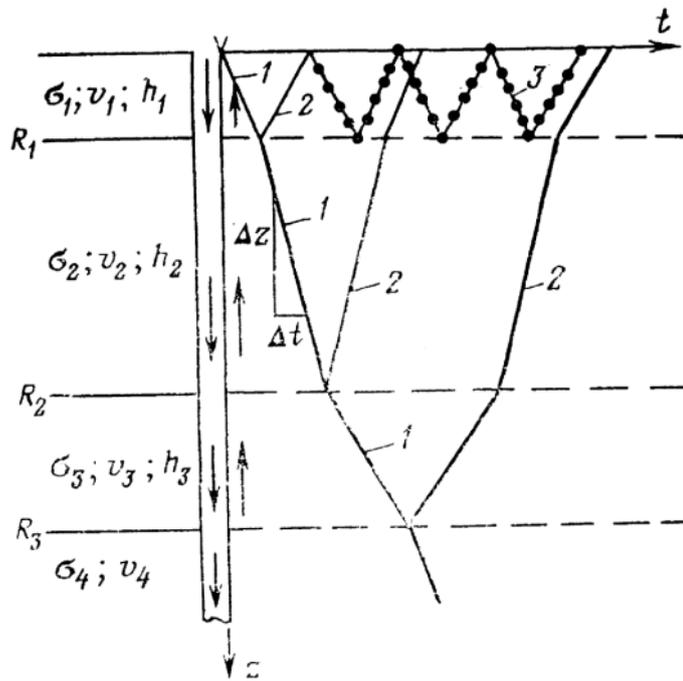
Если $\varphi=0$, то $V_k = V_2$

5.2.4 Вертикальный годограф сейсмических волн

В сейсморазведке это годограф сейсмической волны, времена прихода которой определены на профиле, как бы совмещенном с осью глубокой скважины (вертикальный профиль). Для получения вертикальных годографов необходима регистрация сейсмических волн не на земной поверхности (как это мы принимали ранее), а во внутренних точках среды. Вертикальные годографы, следовательно, выражают зависимости $t(z)$, где t — время прихода волны во внутреннюю точку среды, находящуюся на глубине z . В слоистом разрезе с горизонтальными границами раздела продольный вертикальный годограф проходящей волны (источник и приемники расположены на одной вертикальной оси z) состоит из разнонаклоненных прямолинейных отрезков (рисунок 5.8), изломы которых приурочены к границам пластов, характеризующихся различной скоростью. Начало координат совмещено с источником ($z=0$). Наклон отрезка годографа связан со значением скорости в пласте $V_{пл}$ следующим образом:

$$\Delta t / \Delta z = 1 / V_{пл}, \quad (5.12)$$

где Δt и Δz – приращения времени и глубины.



1 – проходящие; 2 – однократно отраженные; 3 – многократно отраженные

Рисунок 5.8 – Вертикальные годографы волн (В. П. Захаров, 1982):

5.3 Сейсморазведочная аппаратура

Собственно сейсмическая аппаратура включает в себя источник (источники) упругих волн; устройства, воспринимающие упругие колебания и преобразующие их в электрические, — сейсмоприемники в наземной сейсморазведке и пьезоприемники (гидрофоны) — в морской; сеймостанцию, представляющую собой многоканальный регистратор, управляющий включением источника и обеспечивающий точный отсчет времени от момента включения источника до конца записи упругих колебаний. Сеймостанции имеют в своем составе мини-компьютеры и периферийные устройства, объединенные в единый аппаратурный комплекс.

5.3.1 Источники упругих волн

Источники на основе ВВ используют в основном в погружном варианте. Заряд массой от 100 г до нескольких килограммов помещают в скважину,

наполненную водой. Заряд снабжают электродетонатором, подрыв которого по команде с сейсмостанции в заданный момент времени обеспечивает взрыв всего заряда. Образующийся при взрыве газ имеет высокую температуру и давление в сотни и тысячи мегапаскалей. Под действием этого давления стенки полости, образующейся при взрыве, смещаются, воздействуя на окружающую среду. Использование ВВ при взрыве на свободной поверхности резко снижает эффективность возбуждения и применяется в исключительных случаях.

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

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

ствия источника типа «вибросейс» (интервал времени от начала колебаний платформы до окончания) составляет 10-20 с, а частоту, с которой движется платформа, изменяют от нескольких до 100 Гц.



Рисунок 5.9 – Сейсмовибратор в рабочем состоянии.

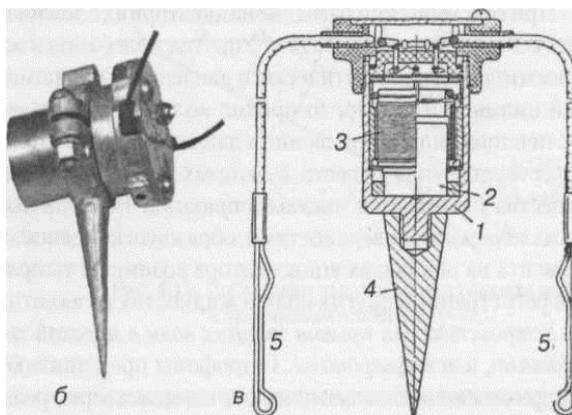
При сейсмических работах на акваториях наиболее широко применяют *пневматические и электроискровые источники.*

5.3.2 Приемники упругих волн

Преобразование механических колебаний в электрическое напряжение осуществляют с помощью сейсмоприемника — электродинамического устройства, представляющего собой инертную массу, подвешенную на пружине, которая жестко связана с корпусом приемника. При движении корпуса инертная масса стремится остаться в положение покоя, что вызывает растяжение или сжатие пружины. В качестве инертной массы используют цилиндрическую катушку индуктивности, витки которой пронизываются полем постоянного магнита, вмонтированного в корпус приемника. Общий вид и устройство сейсмоприемников приведены на рисунке 5.9 .

Установленный на грунт сейсмоприемник совершает колебания в такт с колебаниями грунта, корпус смещается относительно катушки, и за счет этого изменяется магнитный поток, проходящий через ее витки. На зажимах катушки наводится ЭДС, пропорциональная по закону индукции скорости смещения корпуса сейсмоприемника относительно катушки. Поскольку перемещение

поверхности есть вектор, можно отдельно регистрировать вертикальную и горизонтальную его составляющие. Для этого сейсмоприемники конструируют так, чтобы катушка могла смещаться только по вертикали или только по горизонтали. Для улучшения контакта сейсмоприемника с почвой на нижнем его торце устанавливают заостренный стержень, заглубляемый в грунт.



а — вертикального; б — горизонтального; в — устройство вертикального сейсмоприемника: 1 — корпус; 2 — электромагнит; 3 — катушка; 4 — штырь; 5 — клеммы

Рисунок 5. 10. - Внешний вид и устройство сейсмоприемников (В. К. Хмелевской, 2007).

5.3.3 Сейсмостанции

Сейсмостанция представляет собой многоканальный усилитель, снабженный фильтрами, к выходу которого подсоединяют многоканальное реги-

стрирующее устройство, позволяющее запомнить колебания, воспринятые каждым из приемников, и проконтролировать процесс записи волн непосредственно в ходе полевых работ. Сейсмостанции характеризуют канальностью — числом регистрируемых каналов; собственным уровнем шумов, т. е. шумами, которые создает сама усилительная аппаратура; полосой пропускания, задаваемой, как и в технике звукозаписи и звуковоспроизведения, нижней и верхней граничными частотами (f_n , f_v); динамическим диапазоном, определяющим максимально возможные амплитуды сигналов, при которых регистрация будет вестись без искажения; входным сопротивлением усилителей, максимальным коэффициентом усиления усилителей и их идентичностью.

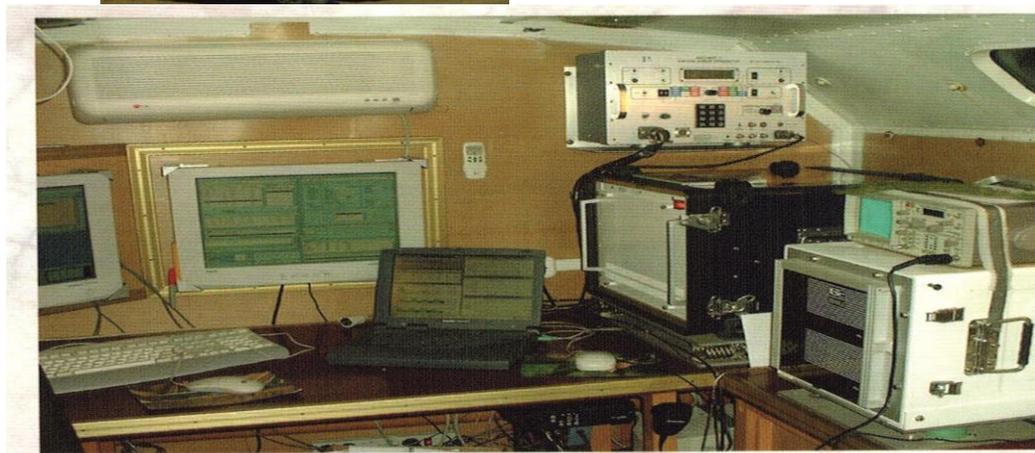


Рисунок 5. 11 – Сейсмическая станция и ее внутренний интерьер.

Все современные сейсмостанции относятся к классу цифровых сейсмостанций. В цифровых сейсмостанциях сигналы записываются в цифровом виде, т. е. измеряют непрерывно изменяющийся сигнал с интервалом времени Δt (шагом дискретизации) и записывают полученное значение двоичным кодом. До взятия цифровых отсчетов сигнал подвергают минимально возможным обработкам. Цифровые сейсмостанции позволяют записывать сигналы, амплитуды которых изменяются в 10^7 - 10^8 раз (динамический диапазон — 140-160 децибел).

Непрерывному сигналу после дискретизации (превращения его в последовательность дискретных отсчетов) соответствует набор чисел, записанных двоичным кодом на какой либо носитель информации (жесткий диск компьютера, компакт-диск и т. п.). Эта информация в дальнейшем подвергается объемной и весьма сложной обработке с использованием самых современных компьютеров, рабочих станций и специализированного программного обеспечения. Таким образом, современные цифровые сейсмостанции — это по существу специализированные компьютеры с большим числом входов.

5.4 Выполнение полевых сейсморазведочных работ

Для проведения сейсморазведочных работ организуют сейсмическую партию (отряд). Полевые работы проводят согласно техническому проекту. Непосредственно на месте полевых работ выполняют сейсморазведочные наблюдения, взрывные, буровые (при применении взрывных источников) и топографо-геодезические работы. В отдельных случаях на месте полевых работ может также проводиться предварительная обработка получаемых материалов. Для окончательной обработки полевые материалы сейсмической партии передают в вычислительные центры геофизических предприятий, оснащенные современными ЭВМ.

Сейсмические наблюдения выполняют на разбитых заранее на местности профилях. На них согласно принятой системе наблюдений размещают сейсμοприемники и пункты взрыва. Сейсмические колебания возбуждают взрывами или невзрывными источниками и регистрируют с помощью цифровых или аналоговых сейсмических станций на магнитной ленте (получают полевые магнитограммы). С целью контроля качества полевого материала сейсмические колебания с магнитограмм воспроизводят непосредственно на месте регистрации (получают контрольные сейсмополенты). По результатам анализа контрольных сейсмополент вносят необходимые коррективы в условия возбуждения колебаний, параметры сейсморегистрирующей аппаратуры и т. п. В процессе полевых работ регулярно проверяют и настраивают сейсмическую аппаратуру.

Сейсмические наблюдения выполняют в тесном взаимодействии с бригадами буровиков и взрывников, входящих в состав сейсмической партии. При возбуждении сейсмических колебаний с помощью взрывов для заложения заряда ВВ бурят на профилях неглубокие скважины. Глубину заложения заряда и его величину определяют по результатам специальных опытных работ, которые выполняют в начале полевых работ. Величину заряда и глубину его погружения задает геофизик — оператор сейсмостанции; по его команде производится погружение и взрыв заряда.

Топографо-геодезические работы заключаются в подготовке, разбивке и привязке сети профилей, составлении топографической основы для сейсмических разрезов и структурных карт. В необходимых случаях топографы подготавливают трассы и лесные просеки для передвижения сейсмической станции, бурового и взрывного оборудования.

5.5 Цифровая обработка данных сейсморазведки

Цифровая обработка данных сейсморазведки состоит в выполнении преобразований (процедур) полевых сейсмических записей во временные или глубинные сейсмические разрезы. Кратко рассмотрим основные процедуры автоматической обработки сейсмических записей.

5.5.1 Демультимплексирование цифровых полевых записей

Цифровая регистрация сейсмических колебаний сейсмическими станциями производится по принципу временного уплотнения, т. е. в мультимплексной форме. Мультимплексная форма цифровой регистрации записей неудобна для их последующей обработки на ЭВМ. Поэтому при вводе в ЭВМ сейсмические записи представляют в демультимплексированном, т. е. поканальном виде. Процедура ввода в ЭВМ и демультимплексирование цифровых магнитных записей заключаются в идентификации и считывании заголовков полевых сейсмограмм, размещении этих данных в запоминающих устройствах, техническом редактировании данных с целью устранения дефектов полевой записи и раз-

деление одного массива данных цифровой сейсмограммы на отдельные массивы регистрируемых каналов. Для контроля за правильностью ввода в ЭВМ данных и параметров обработки производится их вывод на печать.

Редактирование записей состоит в исключении из обработки каналов с преобладанием помех, каналов, содержащих аппаратные и электрические помехи, исходные записи с некачественным возбуждением или не имеющие отметки взрыва. На этом же этапе возможно исправление трасс записанных в обратной полярности или имеющих неправильный порядок подключения.

5.5.2 Мьютинг

В начальной части сейсмической записи обычно наблюдаются интенсивные, сравнительно низкоскоростные волны, распространяющиеся в верхней части разреза (головные или рефрагированные). Они оказывают сильное мешающее влияние на последующую обработку. Поэтому перед началом обработки данных по технологии ОСТ (ОГТ) необходимо эти записи искусственным путем удалить. Операцию удаления интенсивных головных волн, регистрируемых в начальной части каждой трассы, принято называть *мьютингом*. Она заключается в обнулении участков трасс в начальной части сейсмической записи до некоторого момента времени, пропорционального удалению канала от источника (рисунок 5.12).

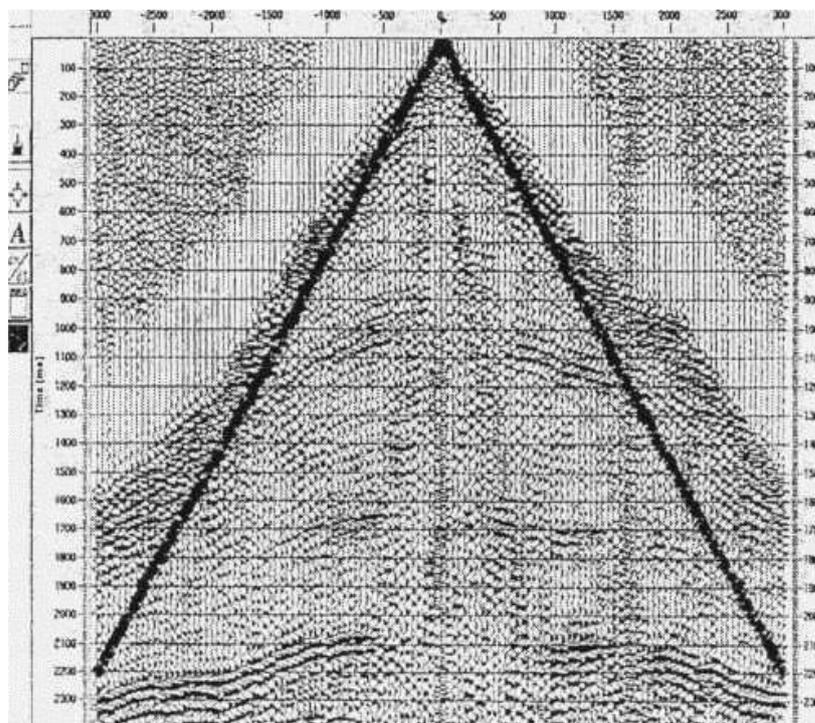


Рисунок 5.12. - Исходная сейсмограмма ОТВ с изображением линий, ограничивающих область обнуления в начальной части записи (В. В. Знаменский, 1980).

5.5.3 Ввод и коррекция кинематических и статических поправок

Кинематические поправки вводят с целью трансформации годографов ОТВ (общие точки взрыва) и ОГТ однократных отраженных волн в прямые линии $t_0(x) = \text{const}$. Величина поправки зависит от глубины залегания отражающего горизонта – чем больше глубина, тем ближе годограф, тем меньше величина поправки; и от расстояния пункта приема от пункта взрыва – чем дальше пункт приема находится от пункта взрыва, тем больше величина поправки. Поэтому поправка для спрямления годографа называется кинематической. Для расчета кинематических поправок необходимо располагать набором значений $V_{\text{ОГТ}}$ для различных времен t_0 . На начальном этапе обработки обычно имеются лишь приближенные сведения о $V_{\text{ср}}$ (средняя скорость до соответствующего отражающего горизонта) и φ (угол наклона ОГ). Расчетные значения кинематических поправок с этими значениями $V_{\text{ср}}$ и φ будут содержать погрешности. Поэтому кинематические поправки вводят в два этапа. Вначале рассчитывают

исходные (априорные) поправки на основе имеющихся сведений о скоростной характеристике разреза. При этом получают лишь грубые оценки кинематических поправок. Затем проводят коррекцию кинематических поправок с целью обеспечить наилучшее спрямление наблюдаемых годографов. Уточненные данные о значениях скоростей получают по материалам скоростного анализа.

Статические поправки определяются верхней частью разреза и зависят только от положения сейсмоприемника на профиле. Поправка вводится в каждую трассу, сдвигая ее вверх или вниз по оси времени. Величина ее не зависит ни от расстояния от ПВ, ни от времени регистрации отраженной волны, поэтому называется статической поправкой. Статические поправки, как и кинематические, рассчитывают в два этапа. На первом этапе определяют априорные статические поправки согласно имеющимся сведениям о мощности ЗМС и скорости в ней. На втором этапе проводят коррекцию, которая требует применения довольно сложных вычислительных процедур и больших затрат времени ЭВМ.

5.5.4 Восстановление истинных амплитуд сейсмических записей

В процессе распространения сейсмической волны ее динамические характеристики претерпевают существенные изменения вследствие геометрического расхождения фронта волны, поглощения, отражения и других явлений. В результате наблюдается общее уменьшение интенсивности (амплитуды) сейсмических волн с увеличением времени их прихода, а также в связи с регистрацией их в разных точках профиля наблюдений.

Восстановление истинного соотношения амплитуд, производят путем коррекции амплитуд за геометрическое расхождение и поглощение волн. Из-за расхождения фронта волны амплитуда убывает пропорционально радиусу фронта (r).

$$r = V_{cp}(t)t \quad (5.13)$$

где $V_{cp}(t)$ - средняя скорость пробега волны в зависимости от времени

пробега (t).

Поэтому компенсацию за расхождение производят умножением отсчетных значений амплитуд на величину $V_{cp}(t)t$.

Поскольку на практике значения коэффициентов поглощения a обычно неизвестны, то пользуются следующей формулой

$$A_{ист} = A(t)V_{cp}(t)e^{\beta(t)t} \quad (5.14)$$

где $\beta(t)$ —функция, компенсирующая потери на затухание волны (сумма потерь на поглощение и отражение); вид функции $\beta(t)$ подбирают экспериментально.

5.5.5 Скоростной анализ. Вертикальные спектры скоростей

Выше было показано, что одним из параметров, характеризующих годограф ОГТ, служит $V_{OГТ}$. В случае однородной покрывающей среды и горизонтальной отражающей границы $V_{OГТ}$ равна V — истинной скорости продольной волны в среде. При наклонных границах $V_{OГТ}$ связаны с V соотношением $V = V_{OГТ} \cos \varphi$ (φ — угол наклона границы).

Простейшая схема определения $V_{OГТ}$ заключается в следующем. Для заданного набора значений $V_{OГТ1}, V_{OГТ2}, \dots, V_{OГТN}$, охватывающих возможный диапазон значений $V_{OГТ}$, рассчитывают кинематические поправки. Их вводят в каждую трассу сейсмограммы ОГТ и записи суммируют. В результате получают суммоленгу ОГТ. Таким образом, суммоленга ОГТ содержит N суммарных записей, параметрами которых служат значения $V_{OГТ}$. Когда для данного годографа вводимые кинематические поправки совпадают с временем запаздывания соответствующей волны, сигналы суммируются синфазно и суммарный сигнал имеет максимальную амплитуду. Если вводимые кинематические поправки отличаются от времен запаздывания соответствующей волны, колебания суммируются с остаточными временными сдвигами относительно друг друга и в результате амплитуда суммарного сигнала уменьшается.

Результаты скоростного анализа выводят на печать в виде спектра скоростей. Спектр скоростей характеризует энергию суммарных сигналов на

суммоленге ОГТ в зависимости от значений $V_{ОГТ}$ в кинематических поправках. Результаты скоростного анализа представляют в функции времени t_0 — вертикальные спектры (рисунок 5.13).

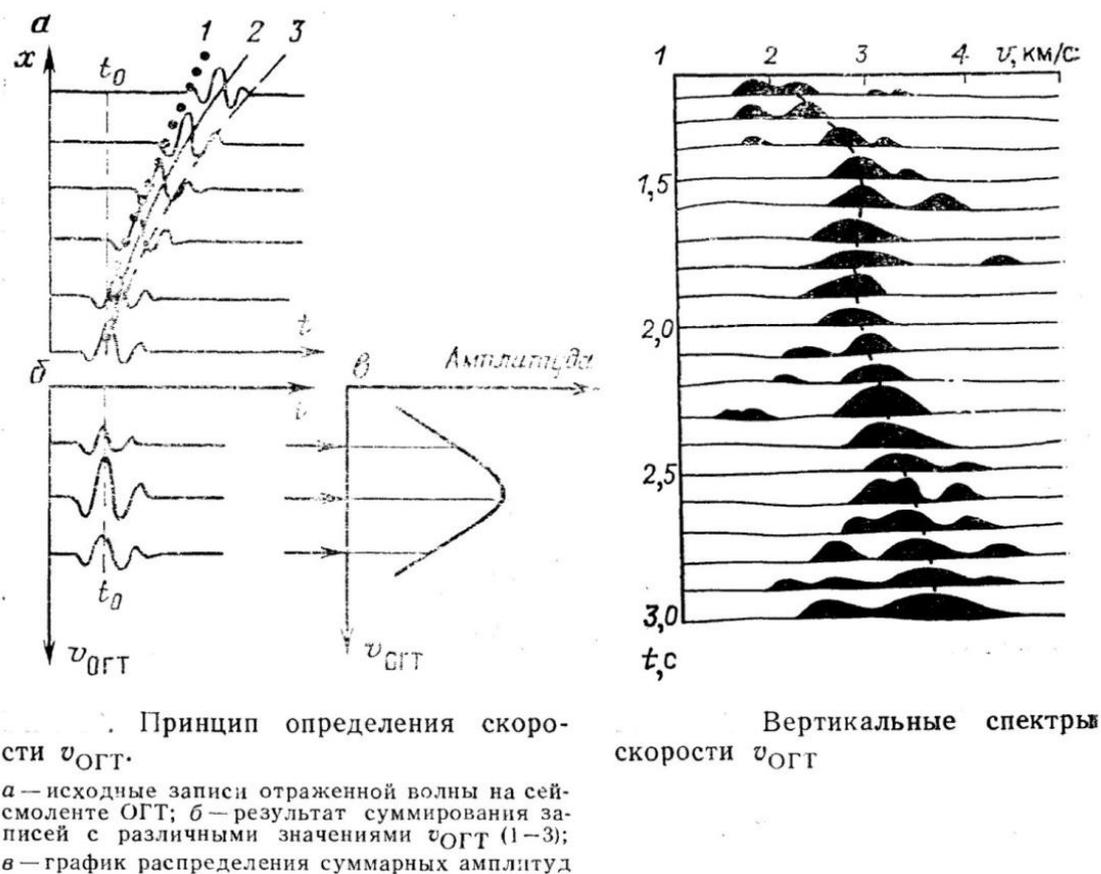


Рисунок 5.13 - Принцип определения скоростей $V_{ОГТ}$. Вертикальные спектры скорости $V_{ОГТ}$ (В. В. Знаменский, 1991).

5.5.6 Получение временных разрезов

Для получения временных разрезов сейсмические записи, с введенными в них кинематическими и статическими поправками, восстановленными истинными или отрегулированными с помощью АРА амплитудами; и профильтрованными с помощью специальных цифровых фильтров, группируют по общим глубинным точкам (ОГТ).

Для получения временного разреза ОГТ все записи, сгруппированные по общим глубинным точкам, предварительно суммируют (накапливают). При этом записи однократных отраженных волн складываются в фазе и в результате усиливаются, тогда как сложение записей многократных волн и других

помех происходит с фазовыми сдвигами и они ослабляются. Временной разрез ОГТ составляют размещенные по вертикальным лучам на профиле наблюдений в соответствии с последовательностью на нем центров баз ОГТ совокупности суммарных записей. Изображения отражающих границ будут сформированы: суммарными записями однократных отраженных волн, относящихся к одним и тем же границам.

Тем самым обработка материалов по методу ОГТ позволяет значительно увеличить глубинность, детальность и достоверность изучения геологических разрезов (рисунок 5.14).

Примеры временных разрезов в различных сейсмогеологических условиях приведены на следующих рисунках: на рисунке 5.16 показаны особенности волновой картины в условиях соляной тектоники, а на рисунке 5.17 иллюстрируются возможности регистрации и оценка величины смещения блоков в условиях проявления тектонического нарушения.

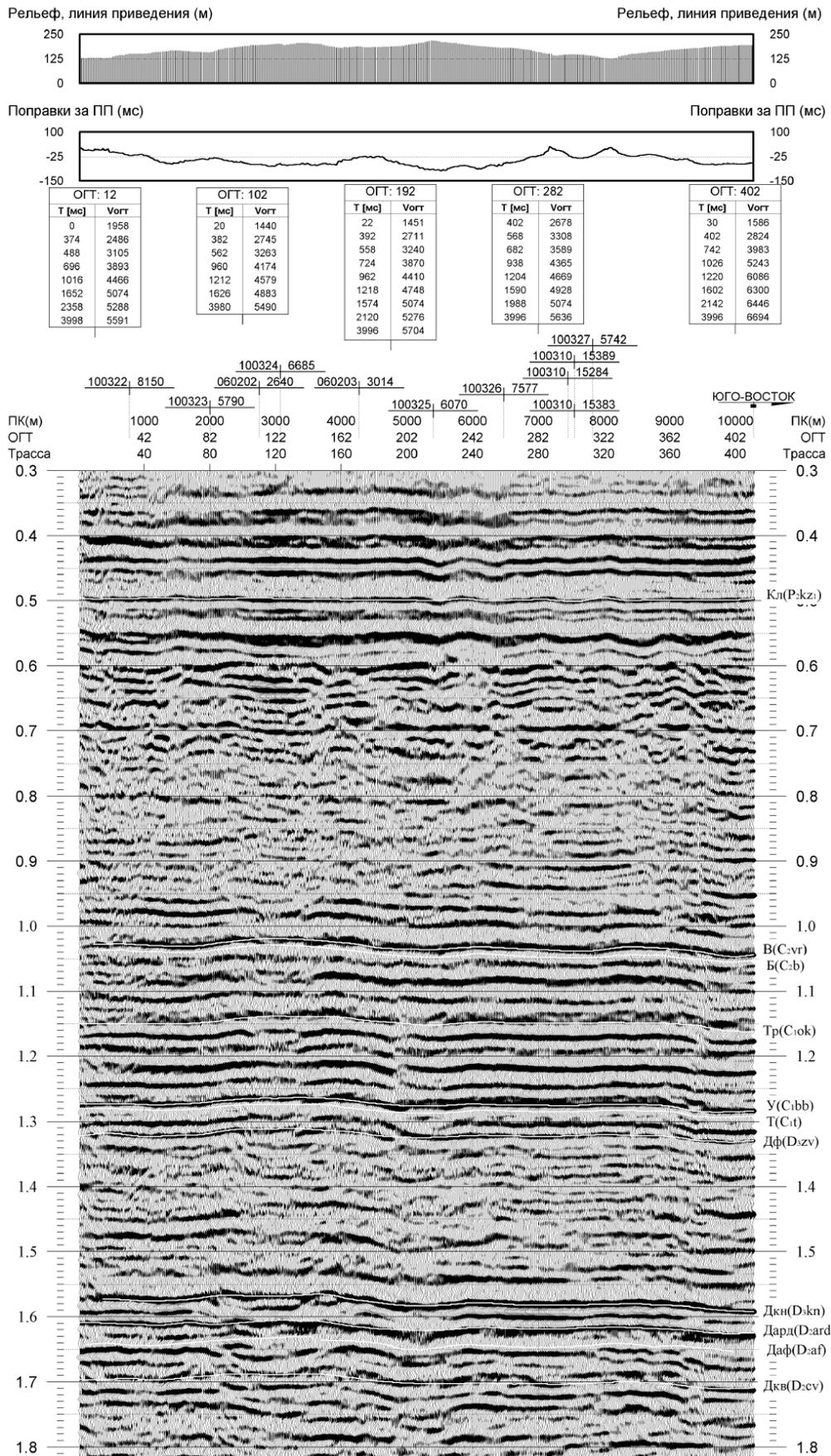


Рисунок 5. 14. - Временной разрез в условиях платформы. Южно-Сорочинская площадь. (По данным сп 10/2003 ОАО Татнефтегеофизика, 2003 г.)

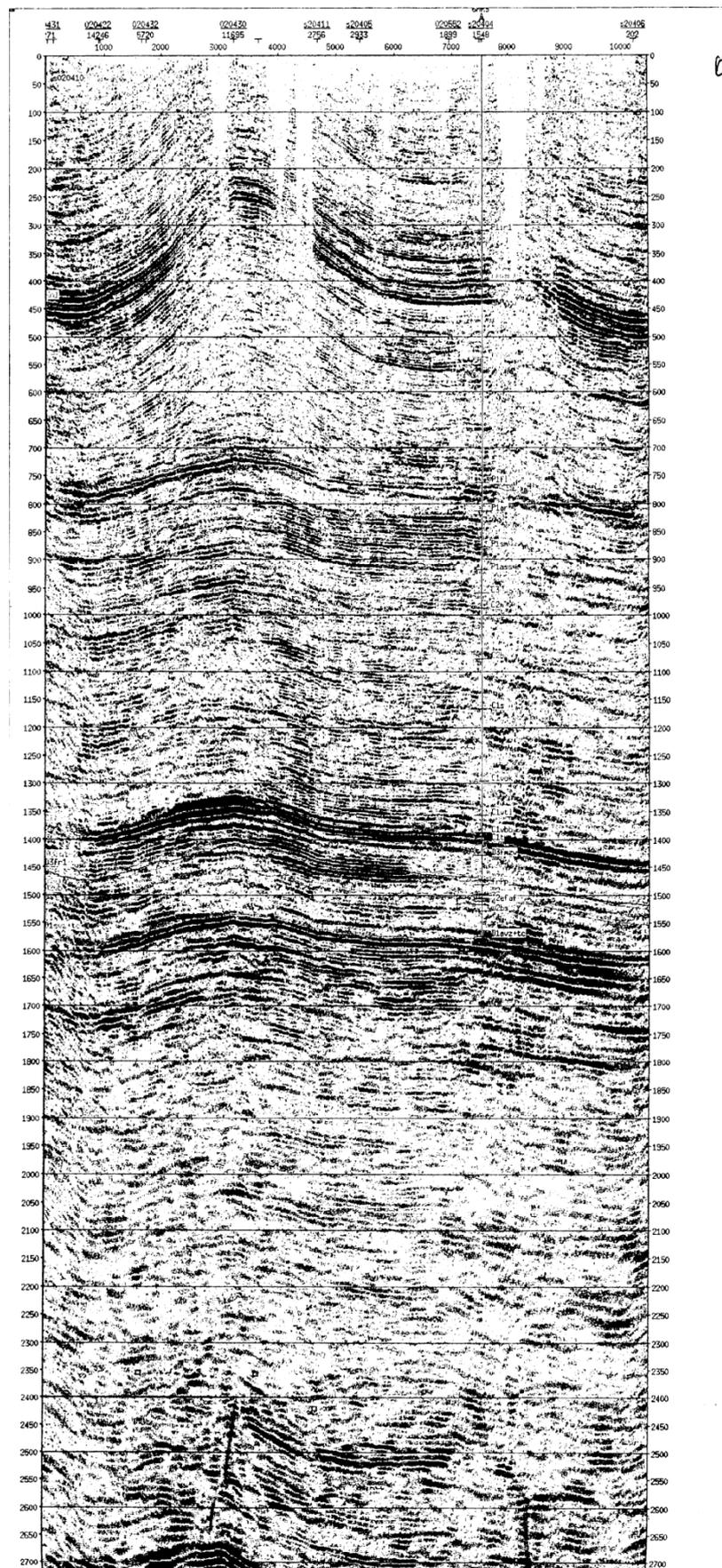


Рисунок 5.15 - Временной разрез в условиях соляной тектоники. Май-орская площадь. (по данным с/п 2/04, Ставропольнефтегеофизика).

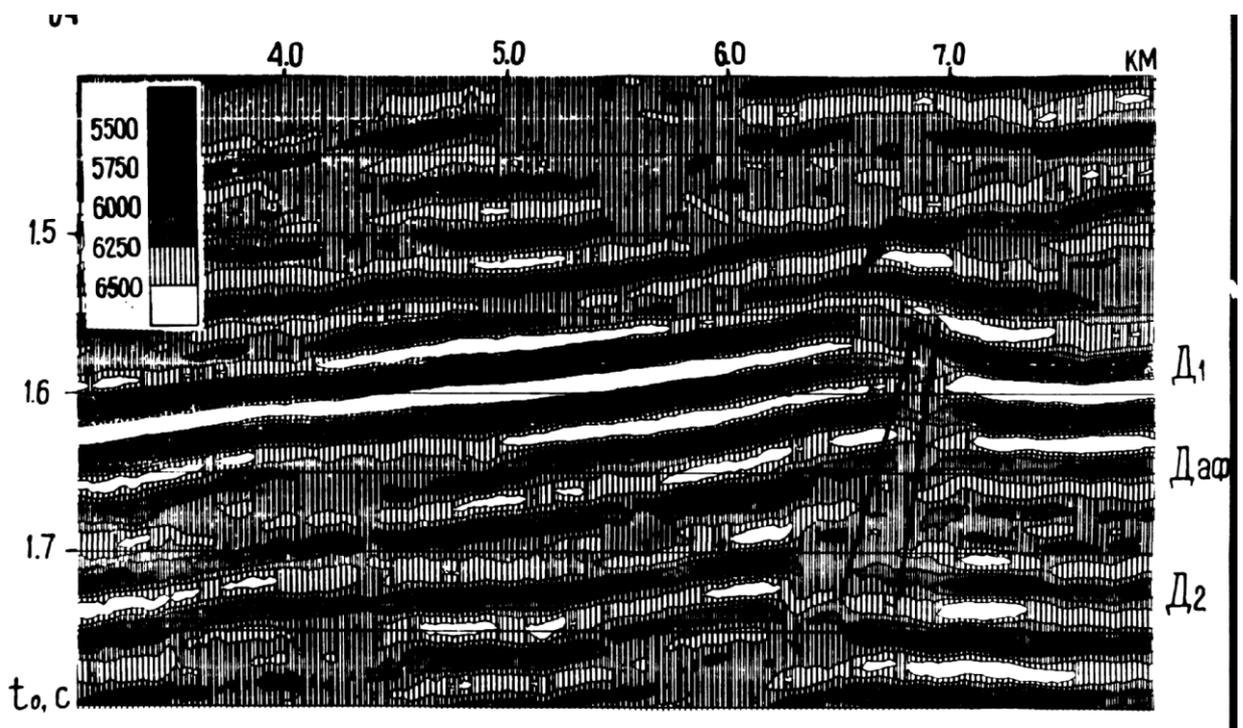


Рисунок 5. 16. - Временной разрез через Акъярский разлом (по данным с/п 9/94-95, ОГЭ, ЦГЭ).

5.5.7 Построение структурных карт и схем по сейсмическим горизонтам

Окончательные результаты сейсморазведки представляют в виде структурных карт и схем, которые дают сведения о пространственном залегании изучаемых геологических структур.

Основное содержание структурной карты — изолинии равных глубин залегания сейсмических горизонтов. При сложном геологическом строении на карту наносят также линии протрассированных тектонических нарушений, границы несогласий, складок и т. д. В отдельных случаях на картах выделяют зоны отсутствия регулярных отражений, которые могут быть связаны с особенностями геологического строения. Основное содержание структурной карты — изолинии равных глубин залегания строения.

Сечение изолиний на структурных картах выбирают с таким расчетом, чтобы на ней нашли отражение все интересующие особенности изучаемых структур и в то же время сечение не превышало неизбежных погрешностей интерпретации: обычно сечение не должно быть меньше удвоенной погрешности

определения глубины сейсмического горизонта; в отдельных случаях, например, при разведке малоамплитудных структур и достаточно густой сети наблюдений, сечение принимают равным погрешности определения глубины сейсмического горизонта.

5.6 Методы решения разведочных задач сейсморазведкой

В зависимости от характера решаемых геологоразведочных задач можно выделить следующие модификации сейсморазведки: изучение структурных особенностей геологических разрезов (структурная сейсморазведка); изучение вещественного состава пород геологических разрезов, включая поиски неструктурных ловушек нефти и газа (прогнозирование геологического разреза); прямые поиски месторождений нефти и газа и других полезных ископаемых; решение задач сейсмостратиграфической интерпретации (сейсмостратиграфия) и др. В связи с кратким по объему курсом «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» (всего один семестр) в данном пособии мы ограничиваемся стандартной задачей сейсморазведки – структурной сейсморазведкой.

5.6.1 Поиски структур (структурная сейсморазведка)

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) проводят для изучения глубины и рельефа поверхности кристаллического фундамента и нижележащих слоев земной коры. Оно основано на использовании волн, способных проникать на десятки километров в глубь земной коры — преимущественно преломленных и обменных. Основные изучаемые границы: поверхность кристаллического фундамента ($V_{\phi} = 6$ км/с), граница раздела между «гранитным» и «базальтовым» слоями — граница Конрада ($V_{\text{кон}} = 7$ км/с), подошва земной коры — граница Мохоровичича ($V_{\text{М}} = 8$ км/с).

Региональные сейсморазведочные работы проводят с целью изучения особенностей глубинного строения отдельных крупных регионов — структуры пород кристаллического фундамента и мощности покрывающей его толщи оса-

дочных пород, выявление крупных структурных осложнений в осадочном чехле (сводов, валов и т. п.) и др. Региональные сейсмические работы выполняются обычно комплексированием МПВ и МОВ по отдельным весьма протяженным (до нескольких сотен километров) профилям-маршрутам, которые пересекают регион в наиболее важных в геологическом отношении направлениях.

Поисковые сейсморазведочные работы ставят на наиболее перспективных участках, выявленных в результате региональных работ. Такими участками могут быть зоны антиклинальных перегибов слоев, выклинивания горизонтов и т. п. Основная задача поисковых сейсморазведочных работ — обнаружение структурных форм, благоприятных для скопления месторождений полезных ископаемых. Например, при поисках месторождений нефти и газа главный интерес представляет выявление и локализация антиклинальных складок, зон стратиграфических и литологических несогласий и т. д.

Детальные сейсморазведочные работы проводят с целью изучения локальных структур, выявленных предшествовавшими поисковыми работами. Эти работы выполняют по очень густой сетке профилей. Основная их задача — изучение строения и подготовка под глубокое разведочное бурение перспективных площадей — антиклинальных складок, зон несогласного залегания горизонтов и т. п. Поисковые и детальные сейсморазведочные работы обычно выполняют сейсморазведкой методом отраженных волн.

5.7 Сейсморазведка 3Д. Наземные площадные системы наблюдений 3Д

При проведении сейсморазведочных работ в районах со сложными глубинными сейсмогеологическими условиями (криволинейные крутопадающие границы, резкие несогласия и т. п.) для получения объективных и достоверных сведений о геологическом строении изучаемой среды необходимо учитывать трехмерность структуры отраженного сейсмического волнового поля. Это связано с тем, что в пункты приема колебаний при-

ходят отраженные волны, лучевые траектории которых лежат в различно ориентированных плоскостях. Если не учитывать эти особенности волнового поля при регистрации и обработке, то можно допустить серьезные ошибки при истолковании полученных результатов наблюдений. В качестве примеров таких сложно построенных геологических объектов можно назвать: неантиклинальные объекты в платформенных условиях - песчаные отложения, связанные с руслами рек, каналами, клиноформами, барами, пляжами; локальные карбонатные объекты - рифы, атоллы; ловушки, приуроченные к соляным куполам или к тектоническим нарушениям и т. п.

В районах со сложными глубинными условиями при профильном варианте изучения среды (2D сейсморазведка - продольное профилирование) нередко трудно однозначно опознать волны, у которых направление распространения не лежит в вертикальных плоскостях, содержащих линии профилей. Указанное обстоятельство не позволяет не только правильно оконтуривать, но иногда даже и просто обнаруживать эти сложно построенные объекты. В сейсморазведке 3D, в отличие от работ по технологии 2D, плотность точек ОГТ на единицу площади исследований резко возрастает, что дает возможность формировать куб сейсмической информации, на основе которого в последующем открываются возможности получения непрерывных сечений волнового поля во всех направлениях. Это обеспечивается тем, что в сейсморазведке 3D сейсмические колебания регистрируются во множестве точек, расположенных на определенной площади в окрестности источника упругих волн. При этом всегда имеется возможность производить регистрацию сейсмических волн как на продольных, так и на непродольных профилях. Появляется возможность охватить большую часть возможных азимутов подхода сейсмических волн к точкам регистрации. Сочетание высокой плотности точек ОСТ и продольно - непродольного профилирования по совокупности позволяет определять и, в дальнейшем, учитывать направление прихода сейсмических волн. Это де-

лает результаты наблюдений по технологии 3D существенно более качественными по сравнению с данными съемки 2D. В силу этого трехмерная регистрация данных позволяет достаточно надежно проследить относительно протяженные, но сравнительно малоразмерные в плане объекты.

Другой отличительной особенностью работ 3D является возможность использования на этапе обработки информации о пространственных географах отраженных волн, что позволяет на стадии суммирования данных поднять на порядок выше качество ослабления (подавления) как кратных волн-помех, так и случайных помех. Операция миграции трехмерных волновых полей, по сравнению с миграцией двумерных данных, также открывает новые возможности в получении существенно большей пространственной разрешенности сейсмических записей в плане. В конечном счете, все это и приводит к более качественному восстановлению пространственного положения отражающих границ, повышению динамической выразительности сейсмических записей. Все вышесказанное и объясняет; почему для изучения районов со сложным геологическим строением в настоящее время все более широко используется сейсморазведка с применением площадных систем наблюдений волнового поля (Урупов, 2004).

В начальный период применения пространственные системы наблюдений по технологии 3D использовались, главным образом, на этапе детальных и детализационных работ при разведке месторождений нефти и газа. Постепенно, по мере признания их высокой эффективности, площадные наблюдения начали использовать и на этапе поисков (на поисково-оценочном этапе) месторождений нефти и газа. В большинстве регионов мира в настоящее время количество сейсморазведочных партий (отрядов), работающих по технологии 3D, практически уже вполне соизмеримо с числом отрядов, работающих по технологии 2D. Это касается работ, как на суше, так и на море.

5.8 Контрольные вопросы

1. Взрывные и невзрывные источники сейсмических колебаний.
2. Характеристика горных пород по скорости распространения упругих колебаний.
3. Принципы цифровой регистрации сейсмических колебаний.
4. Многократные сейсмические волны, полезные волны и помехи.
5. Применение сейсморазведки для решения региональных, поисковых, и разведочных задач.
6. Физические и геологические основы сейсморазведки
7. Методика и техника полевых сейсморазведочных работ.
8. Сейсморазведка 3Д и ее преимущества
9. Цифровая обработка сейсмических материалов
10. Интерпретация вертикального годографа.
11. Годографы основных типов волн.
12. Физические и геологические основы сейсморазведки
13. Методика и техника полевых сейсморазведочных работ.
14. Преимущества МОГТ в сейсморазведке
15. Поверхностные волны.
16. Продольные и поперечные сейсмические волны
17. Статические и кинематические поправки в сейсморазведке
18. Основы геометрической сейсмики
19. Соотношение годографов сейсмических волн различных типов
20. Применение сейсморазведки при решении геологических задач
21. Образование сейсмических волн
22. Аппаратура в сейсморазведке

6 Ядерно-геофизическая разведка - радиометрия

Ядерно-геофизическая разведка — один из методов разведочной геофизики, применяемый для поисков и разведки месторождений радиоактивных элементов (радиометрия), а также для поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых (ядерная геофизика), основанный на изучении и использовании различных свойств радиоактивных излучений, открытых в 1896 г. А. Беккерелем [1,2,3,4,8, 9,12, 13,16,18,19].

6.1 Физико-геологические основы гамма и нейтронных методов

Радиоактивными называются такие элементы (нуклиды), ядра атомов которых неустойчивы и способны с течением времени самопроизвольно превращаться в ядра атомов других нуклидов с иными физическими и химическими свойствами.

Атомы всех химических элементов состоят из ядра и окружающих его электронных оболочек. Ядро, в котором сосредоточено более 99,9 % всей массы атома, состоит из протонов и нейтронов. Число протонов, определяющих заряд ядра, равно порядковому номеру Z элемента, а сумма протонов и нейтронов — массовому числу A . Элементы, атомы которых имеют одинаковое число протонов Z и различные массовые числа A , называются изотопами данного химического элемента.

Процесс превращения одного нуклида в другой возможен, когда изменяется соотношение между числом протонов и нейтронов в ядре. Радиоактивные ядра способны превращаться самопроизвольно (это явление получило название радиоактивности). Искусственно изменить это соотношение можно бомбардировкой стабильных нуклидов нейтронами, протонами, и другими частицами, которые проникают внутрь ядра и вызывают в нем изменения.

Основными методами радиометрии являются гамма-съемка (ГС) — для изучения интенсивности естественного гамма-излучения и эманационная съемка (ЭС), при которой по естественному альфа-излучению подпочвен-

ного воздуха определяют концентрацию радиоактивного газа — радона. Гамма-съемка служит для поисков и разведки радиоактивных руд: урана, радия, тория и других, а также парагенетически или пространственно связанных с ними нерадиоактивных полезных ископаемых (редкоземельных, металлических, некоторых неметаллических). Гамма- и эманационную съемки используют также для литологического и тектонического картирования и решения других задач. К ядерной геофизике относится также ядерная геохронология, предназначенная для определения абсолютного возраста горных пород, и геокосмический метод, основанный на подземной регистрации космических мюонов (мю-мезонов).

Ядерно-физические (радиоизотопные) методы основаны на изучении искусственно вызванной радиоактивности после облучения горных пород и сред гамма-квантами или нейтронами. Измеряя те или иные характеристики наведенного ядерного поля, можно судить о гамма- и нейтронных свойствах горных пород, которые определяются химическим составом элементов и физическими свойствами пород.

6.2 Радиоактивные превращения. Единицы радиоактивности

В настоящее время известны следующие виды радиоактивных превращений: α -распад с испусканием ядер гелия; β -распад с испусканием электронов и позитронов; захват ядром электрона с одной из оболочек собственного атома (обычно К-оболочки); самопроизвольное (спонтанное) деление некоторых тяжелых ядер на два близких по массе осколка. Последние два вида превращений — редкое явление в природе.

Превращение (или распад) любого радиоактивного нуклида происходит с течением времени по показательному закону

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (6.1)$$

где N_0 — начальное число атомов;

N — число атомов, сохранившихся спустя время t ; e — основание натурального логарифма;

λ — постоянная (константа) распада.

Постоянная распада характеризует вероятность радиоактивного превращения данного нуклида за единицу времени и имеет размерность времени в минус первой степени (с^{-1} , сут^{-1} , год^{-1}).

Скорость радиоактивного превращения определяется периодом полураспада $T_{1/2}$ (время, в течение которого распадается половина начального числа атомов радионуклида) и средней продолжительностью жизни ядра атома τ . Эти три параметра связаны между собой следующими соотношениями:

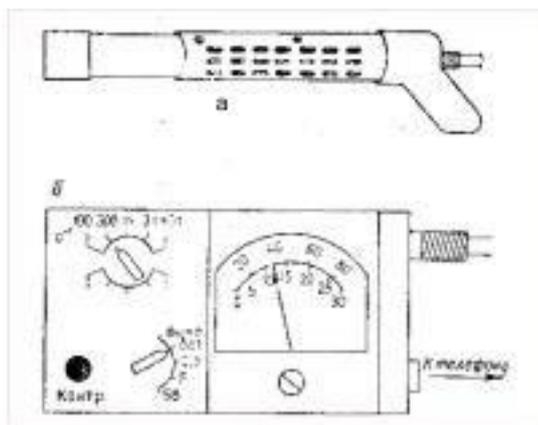
$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0,693/\lambda. \quad \text{и} \quad \tau = 1/\lambda = 1,443T_{1/2} \quad (6.2)$$

Из закона радиоактивного равновесия легко рассчитать количество любого радионуклида, если известны постоянные распада или периоды полураспада материнского и дочернего нуклидов.

При работе с естественными и искусственными радионуклидами приходится определять их количество, концентрацию, дозу и мощность дозы γ -излучения. Количество долгоживущих радиоактивных нуклидов (U, Ra, Th) измеряют в единицах массы (кг, г, мг). Единицей для измерения активности радионуклидов в СИ является беккерель (Бк), т. е. такая активность любого радиоактивного нуклида, в котором за 1 с распадается одно атомное ядро.

6.3 Полевая радиометрическая аппаратура

Содержание тех или иных радиоактивных элементов в горных породах можно определять путем регистрации их радиоактивных излучений с помощью специальных приборов — радиометров (рисунок 6.3.1). Радиометры, позволяющие анализировать энергетический спектр гамма-излучения, называют гамма-спектрометрами, а приборы, предназначенные для изучения альфа-радиоактивности газов,— эманометрами.



Блок детектирования (а) и верхняя панель пульта управления (б) полевого радиометра СРП-68-01

Рисунок 6.1 – Схема радиометра

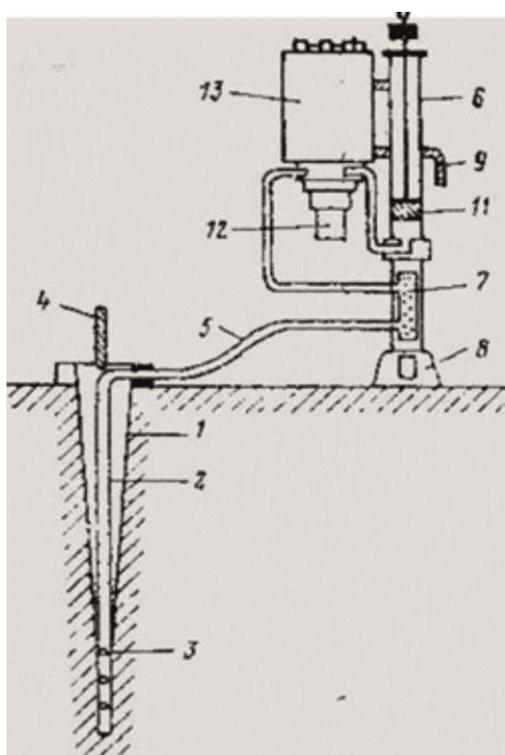


Рисунок 6.2 – Схема эманометра

Современные эманометры типа ЭМ-6 и «Радон» имеют схему (рисунок 6.3.2), размещенную в измерительном пульте 13. В качестве детектора в них используется камера 12 объемом в 1 л, внутренняя стенка которой покрыта сцинтиллятором ZnS.

Камера заполняется исследуемым газом. Альфа-частицы, образующиеся при распаде α -радиоактивных эманации, вызывают вспышки света (сцинтил-

ляции) на стенках камеры. Фотоны этих вспышек через открытый торец камеры и светопровод из оптически прозрачного материала попадают на фотокатод ФЭУ.

Эманометр включает в себя также пробоотборник, поршневой насос, соединенные между собой и с камерой резиновыми шлангами. Пробоотборник имеет конусообразный корпус 1 с ручкой 4, внутри которого расположена металлическая трубка 2. Отверстия 3 на трубке служат для прохода почвенного воздуха в трубку, которую через шланги 5, осушитель-пылеулавливатель 7 и ионизационную камеру 12 подключают к всасывающему патрубку насоса. Насос состоит из корпуса 6, поршня 11, ручки 10 и педали 8 (для прижатия его ногой к земле). К корпусу насоса 6 держателями 9 крепится измерительный пульт 13 со сцинтилляционной камерой.

Для заполнения камеры почвенным воздухом пробоотборник вставляют в шпур (бурку), пробитый стальным ломом или буром, и прокачивают воздух насосом. После этого закрывают краны на входе и выходе камеры и переходят к измерениям активности воздуха, набранного в камеру.

По условиям использования и назначению радиометры подразделяются на лабораторные (стационарные), полевые (пешеходные), автомобильные, авиационные, скважинные (каротажные), рудничные и т. д. Полевые радиометры служат для измерения радиоактивности горных пород в условиях их естественного залегания. Автомобильные и авиационные радиометры служат для изучения гамма-активности горных пород при движении автомобиля или самолета по профилю или маршруту. В них применяют непрерывную регистрацию диаграмм самопишущим регистратором.

6.4 Методика радиометрических исследований при поисках и разведке месторождений

При поисках месторождений радиоактивного сырья, в первую очередь урана, используют различные методы обнаружения коренных выходов руд и

ореолов рассеяния вокруг рудных тел. Чаще всего этими методами обнаруживаются различные виды ореолов и потоков рассеяния. Различают первичные ореолы — зоны повышенных концентраций элемента вокруг месторождения, возникшие одновременно с его формированием, и вторичные ореолы, возникающие в результате вторичных процессов изменения и разрушения руд или первичных ореолов. Среди вторичных ореолов выделяют: механические (содержащие механические продукты разрушения с рудными обломками); солевые (образовавшиеся в результате переотложения соединений радиоактивного элемента поверхностными или подземными водами); водные (области повышенного содержания соединений элемента в воде); газовые (с высоким содержанием эманаций); биохимические (с высоким содержанием элемента в растениях). Поле радиоактивных излучений, образующееся вокруг рудных тел, их механических и солевых ореолов, называют радиационным ореолом. Механические и солевые ореолы, непосредственно выходящие на дневную поверхность называют открытыми, ореолы, перекрытые неактивными или слабоактивными наносами — закрытыми. Различным типам ореолов соответствуют, как правило, различные методы поисков месторождений радиоактивного сырья.

Основным первичным радиометрическим методом поисков урана является *аэрогамма-съемка*. Она заключается в исследовании радиоактивности горных пород радиометрами, установленными на самолете или вертолете. Обладая высокой производительностью, аэрометод широко используется при оценке перспективности отдельных районов для постановки детальных наземных поисков. Площади под съемку выделяют на основе анализа предыдущих геологоразведочных работ. Перед составлением проекта проводят рекогносцировочно-маршрутные съемки.

При аэросъемке радиометр регистрирует сумму двух составляющих — излучения горных пород и фона. Интенсивность первой составляющей, — гамма-излучения горных пород, — зависит от радиоактивности горных пород, активности и мощности наносов. Аэрометрическая съемка осуществляется

в комплексе с аэромагнитной съемкой. Последняя оказывает большую помощь в истолковании результатов исследования.

Пешеходная гамма-съемка — простой и самый распространенный полевой радиометрический метод. При поисках месторождений радиоактивных элементов, а также сопутствующих им полезных ископаемых пешеходная гамма-съемка сводится к измерению полевым радиометром интенсивности гамма-(или гамма-бета-) излучения пород и руд в точках, расположенных по намеченному заранее маршруту или профилю. На участках развития ореолов открытого типа проводят измерения на поверхности земли, а при наличии неактивных наносов от 0,3 до 1,5 м в закопушках и шпурах. При большой мощности рыхлых наносов (до 20 м) применяется специальное устройство для задавливания радиометров в рыхлых отложениях (пенетрационный каротаж) или бурение мелких скважин.

Геологическая интерпретация результатов — изучение нормального распределения радиоактивных элементов в различных комплексах пород, выявление участков повышенной радиоактивности среди однотипных пород с целью постановки на этих участках более детальных исследований, выявление локальных аномалий гамма-поля и их перспективная оценка. За аномалию принимают превышение активности излучения над средним фоном пород более чем на две или три величины среднеквадратического колебания нормального фона. Оценка перспективности аномалий осуществляется путем комплексной интерпретации данных радиометрии и других методов.

6.5 Применение радиометрических методов для изучения геологического строения района, поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых

Содержание радиоактивных элементов в горных породах несет определенную информацию о типе горных пород, условиях их образования и последующего изменения. Для многих полезных ископаемых наблюдаются генетические и парагенетические связи с радиоактивными элементами. Сказанное обуславливает принципиальную возможность использования сведений о

радиоактивности пород для решения таких геологических задач, как литологическое расчленение горных пород, геологическое картирование, прослеживание тектонических нарушений, поиски и разведка полезных ископаемых.

Литологическое расчленение горных пород методами радиометрии основано на их различной радиоактивности.

Повышенная радиоактивность зон тектонических нарушений обусловлена как гидротермальными изменениями и подъемом радиоактивных флюидов по трещинам, так и повышенной эманулирующей способностью пород в этой зоне.

6.6 Контрольные вопросы

1. Характеристика радиометрических методов.
2. Применение радиоактивных методов при поисках МПИ.
3. Задачи, решаемые радиометрическими методами.
4. Радиометрическая разведка.
5. Определение абсолютного возраста горных пород радиоактивными методами.

7 Геофизические исследования в скважинах

Геофизические исследования в скважинах служат для получения геологической документации разрезов скважин, выявления и промышленной оценки полезных ископаемых. Они позволяют изучать техническое состояние скважин — определять диаметр, профиль, угол и азимут наклона скважин; выявлять места притоков вод и устанавливать зоны их затрубной циркуляции; устанавливать качество цементации, характер распределения цемента в затрубном пространстве и т. д. [1,2,3,4,8,9,12,13,16,18,19]

Геофизические исследования в скважинах, называемые обычно каротажем, включают электрический, магнитный, радиоактивный, газовый и другие виды каротажа, с использованием которых получают информацию об изучаемом объекте, находящемся в пространстве непосредственно близ стенки скважины или в самой скважине. Измерения проводят на расстоянии с помощью каналов связи. В простейшем виде это датчик, находящийся в скважине, приемное и регистрирующее устройства на поверхности. Связь между датчиком и этими устройствами осуществляется с помощью специального геофизического кабеля. Питание датчиков и измерительных устройств на поверхности осуществляется стабилизированными источниками постоянного и переменного напряжения. Результаты геофизических исследований в скважинах получают в виде диаграмм или колонок цифр изменения с глубиной той или иной физической величины (удельного электрического сопротивления, скорости распространения упругой волны, температуры и т. д.), что позволяет судить о литологической характеристике вскрытых скважиной пластов, их мощности, наличии в разрезе пластов-коллекторов и характере флюида, заполняющего поровое пространство коллекторов (вода, нефть, газ). Это уже процесс интерпретации данных геофизических исследований в скважинах, окончательный этап которого — определение пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности и глинистости.

7.1 Электрический каротаж

Электрический каротаж (электрические методы исследования разрезов скважин) основан на изучении естественных и искусственных электрических полей, возникающих в скважине и около нее. Естественные электрические поля возникают благодаря протеканию на границах между породой и глинистым раствором, а также между пластами различных электрохимических процессов. Для изучения естественных электрических полей применяют каротаж потенциалов собственной поляризации горных пород (ПС) и его модификации — каротаж градиента ПС, электродных потенциалов и потенциалов гальванических пар.

Искусственные электрические и электромагнитные поля создаются в горных породах генераторами переменного или постоянного тока различной мощности. К методам, изучающим эти поля, относятся каротаж сопротивления обычными зондами (КС), микрокаротаж (МК), боковой каротаж (БК), боковой микрокаротаж (БМК), индукционный каротаж (ИК), диэлектрический каротаж (ДК), каротаж вызванных потенциалов (ВП).

7.1.1 Каротаж потенциалов собственной поляризации (каротаж ПС)

Потенциалы собственной поляризации возникают на границах между породой и глинистым раствором, а также между пластами в результате протекания следующих физико-химических процессов:

-диффузия солей, растворенных в пластовых водах и глинистом растворе, и адсорбция их ионов на поверхности частиц, составляющих скелет горной породы; фильтрация пластовых вод из пород в скважину фильтрата глинистого раствора из скважины в породы;

-окислительно-восстановительные реакции, происходящие в породах и в зоне их соприкосновения с глинистым раствором и металлами.

В результате горные породы поляризуются, т. е. создается электрическое поле, потенциал которого в зависимости от природы происходящих процессов

определяется диффузионно-адсорбционными, фильтрационными и окислительно-восстановительными потенциалами. Применяется зонд одноэлектродный или двухэлектродный (см. рисунок 7.1).

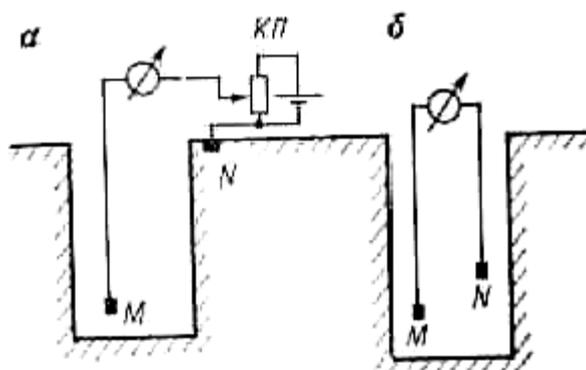


Рисунок 7.1 - Схема проведения измерений потенциалов (а) и градиент-потенциалов

(б) методом ПС. КП – компенсатор поляризации (В. В. Знаменский, 1991).

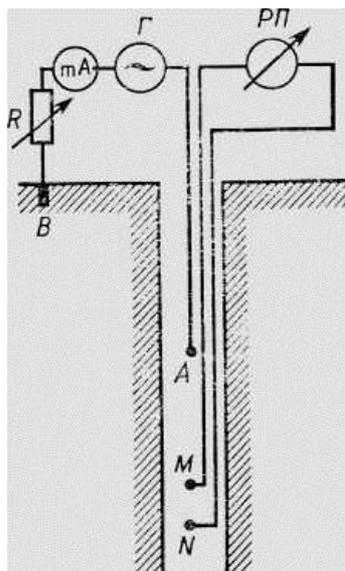
7.1.2 Картаж сопротивления

Электрический картаж сопротивления КС основан на различии горных пород в электропроводности. Величиной, характеризующей способность горной породы пропускать электрический ток, служит удельное электрическое сопротивление. Удельное сопротивление горных пород изменяется в широких пределах (от долей до сотен тысяч Ом-м), что обеспечивает возможность детального изучения пород по их сопротивлениям.

Для определения удельного сопротивления горных пород, вскрытых скважиной, применяют четырехэлектродную установку $AMNB$, называемую зондом (рисунок 7.2). При измерении удельного сопротивления пород методом КС обычно в скважину на кабеле опускают три электрода AMN или ABM , с установленными заранее расстояниями между ними; четвертый электрод B или N устанавливают на поверхности. При некоторых специальных исследованиях в скважине могут находиться только два электрода A и M два других устанавливают на поверхности.

Через два питающих электрода A и B в породы вводят электрический ток

I ; между измерительными электродами M и N измеряют разность потенциалов ΔU , пропорциональную току I и удельному сопротивлению пород ρ . Electrodes связаны с породами через глинистый раствор, заполняющий ствол скважины. Питание токовых электродов A и B от блока питания и подача разности потенциалов ΔU на регистрирующий прибор осуществляются по жилам кабеля.



Γ – генератор переменного тока; mA – миллиамперметр; R – резистор; $РП$ – регистрирующий прибор.

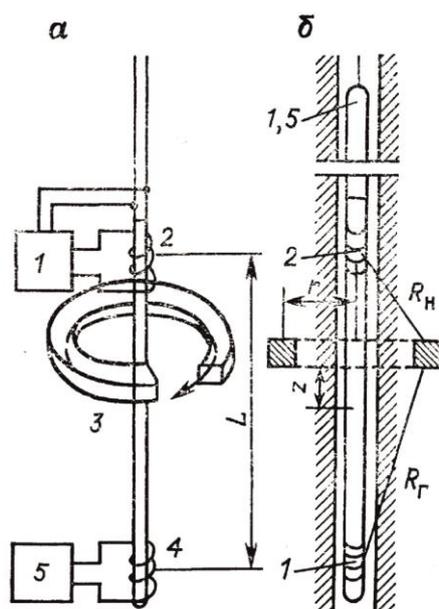
Рисунок 7.2 - Принципиальная схема измерения кажущегося сопротивления горных пород в скважине обычным зондом (В. В. Знаменский, 1991).

Удельное сопротивление нефтегазонасыщенных пород.

Нефть и газ практически не проводят электрического тока, поэтому, находясь в поровом пространстве породы, они частично замещают воду и снижают проводимость породы.

7.2 Индукционный каротаж

Индукционный каротаж основан на изучении распределения электромагнитного поля в пространстве, окружающем зонд, в зависимости от удельной электропроводности горных пород. В отличие от других методов электрического каротажа, индукционный каротаж бесконтактный, т. е. посредством индукционного зонда измеряют проводимость горных пород, не посылая в них через электроды электрический ток (рисунок 7.3). Таким образом предоставляется возможность исследовать сухие скважины и скважины, заполненные промывочной жидкостью, приготовленной на нефтяной основе. Кроме того, индукционные зонды имеют лучшую разрешающую способность по мощности и больший радиус исследования изучаемой среды.



а - схема зонда; б - схема взаимного расположения узлов в скважинном приборе и сечение элементарного тороидального кольца; 1 - усилитель; 2 - измерительная катушка; 3 - тороидальное кольцо породы с направлением в нем токовых линий; 4 - генераторная катушка; 5 - генератор.

Рисунок 7.3 - Зонд индукционного каротажа (В. В. Знаменский, 1991).

7.3 Радиоактивный каротаж

Радиоактивным каротажем скважин называется совокупность геофизических методов геологической документации разрезов скважин, основанных на использовании ядерных излучений и на изучении ядерных свойств горных пород. Основные виды радиоактивного каротажа: гамма-каротаж (ГК), основанный на изучении естественной радиоактивности горных пород; методы, использующие эффекты взаимодействия излучения от гамма-излучателя (гамма-гамма-каротаж) или излучателя нейтронов (нейтронный каротаж) с горной породой.

Нейтронный каротаж можно подразделить на стационарные нейтронные методы, когда порода непрерывно облучается потоком быстрых нейтронов, и импульсные нейтронные методы, в процессе которых порода облучается кратковременными потоками быстрых нейтронов. К стационарным нейтронным методам относятся: нейтронный гамма-каротаж (НГК), спектрометрический нейтронный гамма-каротаж (НГК-С), нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым (ННК-Т) и надтепловым (ННК-НТ) нейтронам. Импульсные нейтронные методы включают импульсный нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым (ИННК-Т) нейтронам и импульсный нейтронный гамма-каротаж (ИНГК).

Для измерения интенсивности ядерных излучений используют приборы, называемые *радиометрами*. Конструктивно радиометр состоит из соединенных между собой посредством кабеля скважинного прибора, заключенного в стальную гильзу, наземного пульта и вспомогательных узлов. В скважинном приборе размещены источники и детекторы излучений, электронные схемы высоковольтного питания детекторов и усилительно-формирующего каскада выходных импульсов. Наземный пульт включает измерительные схемы каналов радиометра, элементы, контролирующие их работу, и регистрирующие приборы.

7.4 Акустический каротаж

Акустическим каротажом называют методы определения упругих свойств горных пород, слагающих разрезы скважин, по наблюдениям за распространением в них упругих волн.

В отличие от сейсмического каротажа, в котором для получения средней скорости распространения упругих колебаний в мощных пластах (от 20 м и более) используют частоты порядка 20—100 Гц, при акустическом каротаже определяют интервальную или пластовую скорость для маломощных пластов (от 0,5 м и более) с использованием частот порядка 5—100 кГц.

7.5 Методы контроля за техническим состоянием скважин

7.5.1 Инклинометрия

Для контроля за искривлением скважины используют метод инклинометрии, который позволяет контролировать положение оси скважины по замерам угла отклонения оси от вертикали β и азимута скважины φ , определяемого углом между направлением на магнитный север и проекцией оси скважины на горизонтальную плоскость, взятой в сторону увеличения ее глубины. Плоскость, проходящую через вертикаль и ось скважины в определенном интервале скважины, называют *плоскостью искривления*. Замеры β и φ выполняют приборами, называемыми *инклинометрами*. Различают инклинометры трех типов: с дистанционным электрическим измерением, фотоинклинометры и гироскопические инклинометры.

7.5.2 Кавернометрия и профилометрия

Кавернометрия скважины заключается в измерении ее диаметра в процессе бурения и после его окончания.

Различают номинальный диаметр скважины d_H , соответствующий диаметру долота, которым бурилась скважина, и фактический диаметр d_c , соответ-

ствующий диаметру скважины на глубине против пород того или иного типа. По ряду геологических и технических причин фактический диаметр скважины d_c может не быть равным номинальному диаметру d_H (быть больше него или меньше).

Равенство диаметров ($d_H = d_c$) наблюдается против плотных непроницаемых пород; случай $d_c > d_H$ характерен для глин и песков; уменьшение физического диаметра ($d_c < d_H$) наблюдается против пород-коллекторов за счет образования глинистой корки в результате проникновения в пласт фильтрата глинистого раствора.

В отличие от каверномера профилемер регистрирует изменение диаметра скважины одновременно в нескольких вертикальных плоскостях (обычно от двух до четырех). Метод получения профиля сечения ствола скважины с помощью профиломеров называется профилометрией скважины. Основное назначение профилометрии скважины — выявление зон желобообразования, возникающих в результате скольжения замковых соединений буровых труб по стенкам скважины при спуско-подъемных операциях. Наличие в стволе скважины желобов повышает вероятность возникновения аварий при бурении скважины и проведении в ней геофизических исследований. Одновременное измерение диаметров скважины в двух взаимно перпендикулярных плоскостях выполняется каверномером-профиломером СКП.

7.5.3 Наклонометрия

Наклонометрия скважины заключается в определении угла и азимута падения пластов по данным геофизических измерений в скважине, знание которых необходимо при геологическом изучении районов (особенно со сложной тектоникой) с целью поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, а также при интерпретации данных геофизических исследований в скважинах.

7.5.4 Контроль цементирования скважин

Для определения местоположения цемента в затрубном пространстве применяют термометрию, метод радиоактивных изотопов, основанный на регистрации гаммаизлучения радиоактивных изотопов, добавленных в цементный раствор при его приготовлении, плотностной гамма-гамма-метод и некоторые модификации акустического метода.

7.6 Отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов

Пробы пластовых флюидов отбирают для оценки характера насыщения пласта. Работы проводят в скважинах с открытым стволом с применением специальных передвижных лабораторий и опробователей пластов на кабеле или испытателей пластов на трубах.

Установив прибор на глубине опробования, обеспечивают прижатие герметизирующего башмака к стенке скважины. После разобщения участка опробования со стволом скважины, башмаком и уравнительным клапаном открывается клапан пробосборника, в который отбирают пробу из пласта под действием разности пластового и атмосферного давлений в пробосборнике.

После отбора пробы и восстановления в пробосборнике пластового давления проба в пробосборнике герметизируется. В участке отбора пробы давление уравнивается с гидростатическим. Герметизирующий башмак возвращают в исходное положение и прибор с пробой извлекают на поверхность. После этого измеряют давление в камере, извлекают пробу и исследуют ее в лабораторных условиях.

Испытатель пластов устанавливают в интервале испытания и при помощи пакерующего устройства этот интервал изолируют от верхней и нижней частей ствола скважины. После этого открывают впускной клапан и затрубное пространство, ограниченное пакерами, сообщается с поло-

стью бурильных труб. Под действием перепада давлений бурильные трубы заполняются пластовым флюидом и их поднимают на поверхность.

Цикл испытания состоит из двух периодов: притока (время сообщения пласта с полостью бурильных труб) и восстановления давления (время восстановления давления от забойного до пластового после закрытия запорного устройства и разобщения полости труб от пласта), которое регистрируется глубинными манометрами.

7.7 Отбор образцов пород

Для уточнения литологической характеристики пройденных скважиной пород и определения физических и коллекторских свойств в лабораторных условиях используют образцы керна, отобранные в процессе бурения с помощью колонкового долота. Однако, из-за неполного выноса керна это не всегда удается. Поэтому в нефтяных, газовых и угольных скважинах используют образцы пород, отобранные в намеченных интервалах из стенок скважины посредством боковых грунтоносов.

7.8 Комплексная геологическая интерпретация данных геофизических исследований в скважинах

Литологическое расчленение разреза скважины с построением предварительной литологической колонки включает в себя определение границ и мощностей отдельных пластов и оценку литологической характеристики выделенных однородных интервалов на основании признаков, выявленных на диаграммах различных методов.

Предварительно диаграммы различных методов увязывают и совмещают по глубине. Увязку диаграммы по глубине осуществляют на основании показаний против пластов, четко выделяющихся на диаграммах различных методов, а также против башмака колонны. Местоположение границ пластов по разрезу скважины находят по правилам, изложенным при описании конфигурации кривых различных методов каротажа.

При изучении литологического состава пород руководствуются результатами стандартного комплекса геофизических исследований в скважинах, включающего в себя в основном каротаж КС и ПС, ГК и НГК, кавернометрию. Расчленение разреза скважины заканчивается построением предварительной литологической колонки, которая уточняется в дальнейшем на основании керна, шлама и образцов, отобранных боковыми грунтоносами.

7.9 Контрольные вопросы

1. Геофизические исследования в скважинах.
2. Принципы литологического расчленения разреза с помощью каротажа.
3. Виды электрического каротажа.
4. Виды радиоактивного каротажа.
5. Геофизическая характеристика опорных горизонтов.
6. Способы изучения траектории ствола скважин, диаметра, и профиля скважины.
7. Методы контроля за техническим состоянием скважин.

8 Комплексирование геофизических методов

В силу не единственности и некорректности решения обратных задач математической физики количественная интерпретация любого геофизического метода многозначна. Это означает, что геометрия изучаемого объекта (глубина залегания, размеры), физические его свойства и особенно геологическая природа могут быть определены разными методами с разными ошибками. Причина этого в косвенных приемах выявления геобъектов и геопроцессов через аномалии физических полей, создаваемых ими. Форма и интенсивность аномалий на земной поверхности зависят от геометрии и отличий физических свойств аномалеобразующих объектов и окружающей среды, природы и структуры используемых физических полей, степени неоднородности вмещающей среды, верхней части разреза и уровня природно-техногенных помех, качества, точности, аппаратуры, технологии геофизических работ и приемов интерпретации, т. е. от ряда объективных и субъективных факторов [1,2,3,4,10,19].

Десятки методов геофизики потому и существуют, что однозначная физико-математическая интерпретация получается лишь при благоприятных природно-техногенных условиях для некоторых типов объектов при решении ряда задач. Поэтому сочетание, комплексирование нескольких геофизических методов становится одним из важнейших методологических принципов в геофизике.

Кроме чисто геофизического крайне необходимо геолого-геофизическое комплексирование, включая скважинные геофизические и петрофизические исследования. По мере увеличения требований к геофизическим методам (необходимость увеличения глубинности и разрешающей способности, поисков труднооткрываемых месторождений, работ в условиях промышленных помех и др.) роль комплексирования возрастает. Возникают проблемы выбора наиболее информативных комплексов методов решения конкретных задач в неблагоприятных геолого-геофизических условиях. Поэтому перед научно-прикладным разделом геофизики — комплексированием геофизических методов — возникает немало научно-производственных проблем. К ним относятся: выбор оптимальных и ра-

циональных, основных и дополнительных комплексов геофизических методов, четкая постановка задач и высокий уровень использования дополнительной геологической информации, оценка конечной эффективности решения основных задач с помощью как отдельных методов, так и их сочетаний.

Роль комплексирования геофизических методов и оптимизация комплекса приобретают все большую значимость в связи:

- с увеличением глубинности и разрешающей способности геологических исследований, поскольку к настоящему времени фонд залегающих на небольших глубинах, т. е. сравнительно легко открываемых месторождений, практически исчерпан, а в добывающих регионах экономически оправдан поиск средних и мелких месторождений;

- с решением все более сложных геологических задач, таких, например, как поиски месторождений под покровами траппов, представляющих помеху для всех методов прикладной геофизики, но имеющих распространение на 70 % территории Восточной Сибири;

- с появлением новых проблем инженерно-геологического (установление мест коррозии нефтегазопроводов и т. д.) и экологического (изучение загрязненности отдельных регионов, городских агломераций, поведения ледников и т. д.) характера.

8.1 Физико-геологическая модель

В упрощенном виде под ФГМ понимают абстрактные тела простой геометрической формы (шар, горизонтальный цилиндр, столб, пласт и др.) с заданными соотношениями физических свойств тел и окружающей среды, для которых в аналитическом виде или численно с помощью компьютеров можно решать прямые задачи, т. е. рассчитывать аномалии, и обратные задачи, т. е. проводить интерпретацию аномалий в рамках выбранной модели. ФГМ — это сочетание геологической, петрофизической моделей и модели физических полей. *Геологическая модель* — система элементов геологического строения, обобщенно описывающая состав, структуру, форму (геометрию) изучаемого объекта

и вмещающей среды. *Петрофизическая модель* — модель, характеризующая распределение физических и геологических свойств в плане, разрезе, пространстве. Модель физических полей описывает характер физического поля в верхнем и нижнем полупространстве, в котором отражены интенсивность поля, его морфология, аномальные эффекты и различные типы помех.

8.2 Условия эффективного применения геофизических методов

8.2.1 Необходимые и достаточные условия

При построении ФГМ объекта исследований следует учитывать необходимые и достаточные условия эффективного применения конкретного геофизического метода для решения геологической задачи. Условиями для этого являются: заметная дифференциация физических свойств искомых геологических объектов и вмещающей среды, благоприятные геометрические размеры вызывающих аномалии объектов и относительно низкий уровень помех геологического и негеологического происхождения.

8.2.2 Контрастность физических свойств

Понятия о дифференциации (контрастности) физических свойств изменяются в зависимости от метода и решаемых геологических задач. Например, для гравиразведки контрастность свойств оценивают значением избыточной плотности ($\Delta\sigma$), а для электроразведки — соотношением удельных электрических сопротивлений ($УЭС$) объекта поисков (ρ_0) и вмещающей среды (ρ_{cp}). Для поисков рудных тел гравиразведкой необходима ($\Delta\sigma$) около 0,3-0,4 г/см³, а для решения структурных задач достаточно 0,1 г/см³, что связано с размерами разведываемых объектов. Для структурной электроразведки методом ВЭЗ удельные электрические сопротивления должны различаться как минимум в 1,2-1,5 раза. Для поисков рудных тел методом индуктивного профилирования ρ_0 должно быть меньше ρ_{cp} хотя бы в 10 раз.

8.2.3 Геометрические размеры объекта

Величины аномалий от объектов определяются геометрическими соотношениями размеров объекта и глубины его залегания. Например, в электроразведке методом ВЭЗ надежное определение слоя возможно, если отношение его мощности (h) к глубине залегания (H) удовлетворяет условию $h/H > 2-10$. Слой практически не выделяется, если $h/H < 0,1$. Предельная глубина залегания изометричных тел, определяемая разными методами геофизики, зависит от отношения радиуса тела (R) к глубине (H). Например, величины аномалий над сферой пропорциональны: для гравитационных — R^3/H^2 , для магнитных — R^3/H^3 , для естественного электрического поля — R^2/H^2 , поэтому скорость убывания поля с удалением от источника, а следовательно, и глубина исследования этими методами будут различными. Различают «сильные» аномалии, выделенные визуально, и «слабые» аномалии, соизмеримые с уровнем помех и ниже этого уровня.

8.2.4 Уровень помех

Еще одним важным условием применимости геофизических методов является уровень помех. Различают помехи геологического и негеологического происхождения. К первым относят влияние перекрывающих и подстилающих пород, рельефа местности, неоднородности свойств вмещающих пород и т. д. Для электроразведки наибольшее значение имеют рыхлые проводящие отложения в верхней части разреза и слои высокого электрического сопротивления (каменная соль, ангидрит, межпластовые интрузии) на глубине, так называемые экраны. Экраны высокого сопротивления являются препятствием для методов электроразведки постоянным током, но проницаемы для методов переменного тока. Подстилающие породы оказывают заметное влияние на данные грави- и магниторазведки. Рельеф влияет на результаты электроразведки и очень сильно усложняет анализ данных гравиразведки. Толщи многолетнемерзлых пород, распространенные во многих районах нашей

страны, создают трудности при проведении электро- и сейсморазведки (устройство заземлений, возбуждение упругих полей).

К помехам негеологического происхождения относят временные вариации геофизических полей. В гравиразведке такие вариации вызываются относительно перемещениями Солнца и Луны и считаются предсказуемыми; в магниторазведке — солнечной активностью и ее воздействием на ионосферу Земли, здесь они непредсказуемы и требуют учета. Искусственные электромагнитные поля искажаются вариациями магнитотеллурических полей, связанных с солнечной активностью, и блуждающих токов техногенного происхождения, а также вариациями полей грозных разрядов. Для большинства методов электроразведки это — поля-помехи, которые надо подавить или учесть. Однако в некоторых методах электроразведки используют физические поля помех с целью получения полезной геологической информации. Приведенные факты подчеркивают относительность понятия помехи.

В геофизике все более заметными становятся помехи, порождаемые деятельностью человека. Сейсмическая вибрация, блуждающие электрические токи, железные предметы в земле и на ее поверхности, подземные горные выработки, техногенные температурные аномалии нередко оказывают заметное влияние на качество геофизических измерений, а в некоторых случаях делают такие работы невозможными. Борьбу с помехами ведут либо методическими приемами, либо аппаратными средствами.

К помехам также относят и погрешности измерений. Их делят на три категории: систематические, случайные и грубые (промахи). Систематические погрешности обусловлены недостатками конструкции прибора или несовершенной методикой измерений и могут быть выявлены путем периодических проверок и устранены введением поправок (например, поправкой за сползание нуля-пункта прибора в грави- и магниторазведке). На случайные погрешности влияет множество причин, учесть и устранить которые не представляется возможным. Но влияние случайных погрешностей можно уменьшить статистическими приемами обработки.

8.3 Неоднозначность решения обратных задач геофизики

Построение ФГМ, адекватной искомому объекту, требует тщательного изучения возможных проявлений неоднозначности при геофизических исследованиях. Эта неоднозначность или неопределенность решения имеет две стороны: одна из них касается качественного определения геологической природы выявленных геофизических аномалий, вторая — получения количественных геометрических характеристик объектов исследований: формы, размеров, глубины и других элементов залегания.

8.3.1 Качественная неоднозначность по определению природы геофизических аномалий

Установление геологической природы аномалий того или иного геофизического поля является первоочередной задачей в рудных районах, для которых проблема классификации геофизических аномалий на рудные и нерудные стоит особенно остро.

Действительно, аномалии гравитационных, магнитных, электрических и других полей, обусловленные объектами исследования, очень часто не отличаются по форме, интенсивности и размерам от аномалий, создаваемых геологическими неоднородностями верхней части разреза, рельефом местности и другими факторами. Аномалии от вертикально залегающих рудных тел часто сходны с аномалиями от тектонических нарушений, по которым внедрялись гидротермальные растворы.

8.3.2 Количественная неоднозначность при решении обратных задач

Неоднозначность количественного решения обратной задачи проявляется в теоретической и практической эквивалентности. *Теоретическая эквивалентность* состоит в том, что различные по размерам и глубинам залегания геологические объекты могут создавать одинаковые по форме, размерам и интенсивности аномалии. *Практическая эквивалентность* определяется совпадением аномальных

эффектов от различных по размерам объектов в пределах погрешностей наблюдений и используемого метода интерпретации.

Пример относится к рассмотрению эффекта Δg от сфер разного радиуса (R). Если плотность каждой сферы уменьшается при увеличении радиуса так, что общая эффективная масса сферы остается неизменной, т. е. $M_{\text{эф}} = \sigma_{\text{эф}} R^3 = \text{const}$ ($\sigma_{\text{эф}}$ — эффективная плотность), то по результатам измерения силы тяжести Δg радиус сферы и ее плотность отдельно не определяются.

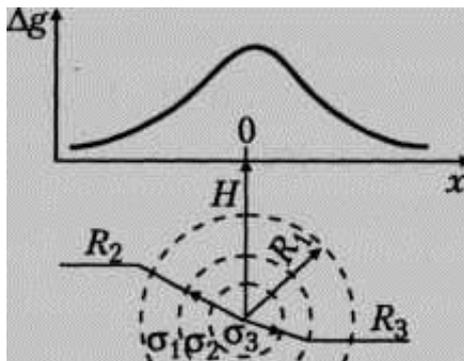


Рисунок 8.1 - Теоретическая эквивалентность в гравиметрии: поле сферы

(условие эквивалентности: $\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$; $R_1 > R_2 > R_3$; $V_1 \sigma_1 = V_2 \sigma_2 = V_3 \sigma_3$)

(В. К. Хмелевской, 2007).

В магниторазведке практическая эквивалентность проявляется при интерпретации данных магнитного поля различными методами, когда наблюдаемые кривые ΔT достаточно близко совпадают с несколькими теоретическими кривыми от объектов разной формы и размеров в пределах погрешностей методов интерпретации.

В электроразведке, как показывает опыт, по кривым вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) обычно можно найти лишь отношение мощности i -го слоя (h_i), входящего в геоэлектрический разрез, к его сопротивлению (ρ_i) (т. е. продольную проводимость слоя $S_i = h_i/\rho_i$), если подстилающий горизонт высокоомен, либо их произведение (т. е. поперечное сопротивление $T_i = h_i \rho_i$), если подстилающий горизонт низкоомен, а не сами величины h_i и ρ_i

раздельно.

8.4 Геологическая интерпретация комплексных геофизических данных

Рассмотрим примеры решения ряда геологических задач геолого-тектонического районирования, полученные в результате выявления закономерностей геологического истолкования геофизических данных Н. Я. Куниным.

8.4.1 Оценка морфологии объектов

Форма и простираие магнитных, гравитационных и других геофизических аномалий тесно связаны между собой и отражают форму и простираие геологических объектов: складчатых зон, тектонических нарушений и линейных блоков. Изометрические в плане аномалии отображают массивы магматических пород, кольцевые структуры, отдельные рудные тела и т. д. Аномалии полигональной формы отображают блоковые структуры, единая цепочка аномалий — разлом. Чередование линейно вытянутых полос максимумов и минимумов характеризует складчатую систему.

Сейсмические и электроразведочные зондирования обладают большей разрешающей способностью при освещении строения горизонтально-слоистых сред (объектов). Среды с углами наклона $25-30^\circ$ и более рассматриваются как вертикально-слоистые, и для их изучения применяют электроразведочные методы профилирования, гравиразведку, магниторазведку. Опорные сейсмические и электрические границы раздела характеризуют поверхности напластования, размывов и несогласий.

Изометричность региональных аномалий свидетельствует либо о дугообразном расположении структурных элементов (примерно вдоль изоаномал), либо о секущем радиальном положении структур по отношению к контурам аномалий (почти перпендикулярно к изоаномалам).

Несовпадение местоположения и простираия аномалий по данным

различных методов свидетельствует о несовпадении структурных планов фундамента и вышележащих комплексов пород. Структурные планы толщ, к которым приурочены сейсмические и электрические горизонты, оцениваются по их поведению непосредственно, а структуры пород, залегающих глубже, — по гравитационным и магнитным аномалиям. Несовпадение простираний магнитных и гравитационных аномалий говорит о структурных перестройках в глубокозалегающих комплексах пород

Коррелированность геофизических аномалий позволяет оценивать степень унаследованности тектонических структур.

8.4.2 Оценка мощности и глубины залегания объектов

Интенсивность магнитных и гравитационных аномалий тем выше, чем больше вертикальная мощность геологических объектов.

Разрешающая способность сейсмических и электроразведочных методов тем больше, чем больше горизонтальная толщина объектов.

Глубина залегания объектов (опорных горизонтов) наиболее точно оценивается по материалам сейсморазведки, которые являются опорными данными для других методов. Данные электроразведки (электромагнитных зондирований) позволяют оценивать глубину залегания опорных горизонтов лишь в благоприятных геологических условиях, когда их мощность превышает $1/3 - 1/4$ глубины залегания.

Точная оценка глубин расположения гравитирующих и магнитных масс затруднена из-за интегрального характера полей, однако в благоприятных условиях точность может достигать десятков процентов. Качественно относительную глубину залегания аномалообразующих масс однотипных гравитационных и магнитных аномалий можно оценивать по величине максимального горизонтального градиента Δg и T , по преобладанию низких частот в спектре аномалий от более глубоких объектов, по изменению интервала корреляции аномалий (чем глубже объект, тем больше интервал корреляции).

8.4.3 Оценка вещественного состава

Отображение в геофизических полях тем контрастнее, чем больше геологический объект отличается по физическим свойствам от вмещающих пород. Для контактов в магматических комплексах обычно характерны более резкие границы раздела физических свойств, чем в терригенных, карбонатных и метаморфических толщах. Еще более резкие границы раздела физических свойств наблюдаются на контактах между породами различных комплексов.

Оценка вещественного состава пород фундамента и надфундаментного разреза возможна, как правило, при изучении пластовых и граничных скоростей, электрического сопротивления, избыточной плотности и магнитных свойств. По геофизическим данным обычно удается расчленить породы по типам (магматические, метаморфические, хемогенные, осадочные) и выяснить состав магматических комплексов и разрезов осадочных пород.

Корреляция магнитных и гравитационных аномалий чаще всего свидетельствует о том, что они обусловлены магматическими породами фундамента или промежуточного структурного этажа.

8.5 Контрольные вопросы

1. Задачи геофизического комплексирования.
2. Задачи комплексирования при региональных работах.
3. Задачи комплексирования при поисковых работах .
4. Комплексная интерпретация геолого-геофизической информации.
5. Прямая и обратная задачи геофизики.
6. Понятие о физико-геологической модели.
7. Разрешающая способность геофизических методов.

Список использованных источников

1. Бондаренко, В.М. Общий курс геофизических методов разведки: учебное пособие для техникумов / В. М. Бондаренко, Г. В. Демура, А. М. Ларионов. – М.: Недра, 1986. - 453 с.
2. Вольвовский, Б. С. Краткий справочник по полевой геофизике / Б.С. Вольвовский, Н. Я. Кунин, Е. И. Терехин.- М.: Недра,1977.-391с.
3. Воскресенский, Ю. Н. Полевая геофизика: учеб. для вузов / Ю. Н. Воскресенский. – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2010. – 479 с.
4. Геофизика: учебник / под редакцией В.К. Хмелевского.-М.: Изд-во КДУ, 2007. – 320 с.
5. Гравиразведка: Справочник геофизика: справочник / под ред. Е.А. Мудрецовой. - М. : Недра, 1981. - 397 с.
6. Грушинский, Н.П. Гравитационная разведка: учеб. для техникумов / Н. П. Грушинский, Н. Б. Сажина.- 2-е изд., испр. и доп. - М. : Недра, 1972. - 388 с.
7. Гурвич, И.И. Сейсморазведка: учеб. для техникумов / И.И. Гурвич.- 3-е изд., перераб. и доп. - М. : Недра, 1975. - 408 с.
8. Дор, Герхард . Введение в прикладную геофизику: учебник / Г. Дор.- М.: -Недра, 1984.- 237 с.
9. Знаменский, В.В. Геофизические методы разведки и исследование скважин: учебник / В. В. Знаменский, М. С. Жданов.- М.: Недра,1981. – 304 с.
10. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач / под редакцией В.Е. Никитского и В.В. Бродового[издание 2-е, дополненное и переработанное] .- М.: Недра, 1987.- 472 с.
11. Маловичко, А. К. Гравиразведка: учеб. для вузов / А.К. Маловичко, В.И. Костицын. - М.: Недра, 1992. - 357 с.
12. Общая и экологическая геофизика: учебник / В. И. Трухин, К. В. Показеев, В. Е. Куницын. – М.: Изд-во МГУ, 2005, 576 с.

13. Разведочная геофизика: учеб. / Д. С. Миков [и др.]. -Томск, Изд-во Томского ун-та, 1961.- 340 с.
14. Сейсморазведка: справочник геофизика / под ред. И. И. Гурвича, В. П. Номоконова . - М. : Недра, 1981. - 464 с.
15. Справочник геофизика / под ред. А. И. Заборовского, В. Е. Никитского. - М.: Недра, 1969. Т. 6 : Магниторазведка. - 1969. - 400 с.
16. Справочник геофизика: в 4 т /под ред. О. П. Грациановой . - М.: Гостоптехиздат, Т. 1 : Стратиграфия, литология, тектоника и физические свойства горных пород / сост. В. Г. Васильев [и др.] . - 1960. - 636 с.
17. Справочник геофизика / под ред. А. Г. Тархова . - М.: Гостоптехиздат, 1963. Т. 3 : Электроразведка. - 1963. - 583 с.
18. Федынский, В.В. Разведочная геофизика: учебное пособие для вузов: геофизические методы исследования земной коры, поисков и разведки полезных ископаемых / В. В. Федынский - М. : Недра, 1964. - 672 с.
19. Хмелевской, В.К. Краткий курс разведочной геофизики: учеб. пособие для вузов / В. К. Хмелевской. - М. : Изд-во Моск. ун-та, 1967. - 224 с.

Учебное пособие

А.Г. Соколов, Н.В. Черных

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

ISBN 978-5-7410-1277-2

