

Министерство образования и науки Российской Федерации

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

А.Г. Соколов, О.В. Попова, Т.М. Кечина

ПОЛЕВАЯ ГЕОФИЗИКА

Рекомендовано Ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования по специальности 130101.65 Прикладная геология

Оренбург
2015

УДК 55:83 (075.8)
ББК 26.2я73
С59

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

Соколов, А.Г.

С59 Полевая геофизика: учебное пособие / А.Г. Соколов, О.В. Попова, Т.М. Кечина; Оренбургский гос. ун-т. – Оренбург : ОГУ, 2015.- 158 с.
ISBN 978-5-7410-1182-9

Учебное пособие содержит краткие теоретические объяснения по дисциплине «Полевая геофизика». Количество лекций, объем материала соответствует «Рабочей программе». Каждый раздел заканчивается контрольными вопросами.

Учебное пособие составлено для чтения курса лекций по дисциплине «Полевая геофизика» и вместе с циклом лабораторных работ участвует в образовательном процессе. Данное пособие разработано для подготовки студентов по специальности 130101.65 Прикладная геология очного курса обучения.

УДК 55:83 (075.8)
ББК 26.2я73

ISBN 978-5-7410-1182-9

© Соколов А.Г.
Попова О.В.
Кечина Т.М., 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	15
1.5 Экономическая эффективность геофизических исследований для поисков и разведки нефтегазовых месторождений.....	17
1.6 Контрольные вопросы	18
2 Магниторазведка	18
2.1 Характеристика и развитие метода.....	18
2.2 Магнитное поле Земли	20
2.3 Магнитные свойства руд и горных пород.....	24
2.4 Основы метода магнитной разведки.....	26
2.5 Аппаратура для магниторазведки	27
2.5.1 Феррозондовые магнитометры	27
2.5.2 Протонные магнитометры.....	28
2.5.3 Квантовые магнитометры.....	29
2.6 Интерпретация результатов магнитной съемки	29
2.7 Применение магнитной разведки.....	30
2.8 Контрольные вопросы	33
3 Гравиразведка	34
3.1 Основы теории гравиразведки.....	34
3.2 Поле силы тяжести на поверхности Земли	35
3.3 Редукция значений силы тяжести	38
3.3.1 Поправка на нормальное поле силы тяжести	39
3.3.2 Поправка на высоту	39
3.3.3 Поправка на влияние рельефа.....	40
3.3.4 Поправка на промежуточный слой.....	41

3.4	Аппаратура для гравirazведки	42
3.5	Поиски и разведка полезных ископаемых.....	43
3.6	Контрольные вопросы	45
4	Электроразведка	46
4.1	Геоэлектрический разрез.....	48
4.2	Метод сопротивлений.....	49
4.3	Интерпретация данных метода сопротивлений.....	51
4.4	Электрическое профилирование (ЭП)	54
4.5	Метод частотных зондирований.....	54
4.6	Метод зондирований становлением электромагнитного поля.....	55
4.7	Методы естественного электрического поля	55
4.7.1	Метод теллурических токов	56
4.8	Аппаратура и оборудование для электроразведки	57
4.9	Контрольные вопросы	60
5	Сейсморазведка.....	61
5.1	Физические и геологические основы сейсморазведки.....	63
5.2	Основы геометрической сейсмики.....	68
5.2.1	Годографы прямой и отраженной волн.....	71
5.2.2	Годограф ОГТ	74
5.2.3	Годограф преломленной волны	75
5.2.4	Вертикальные годографы сейсмических волн	76
5.3	Сейсморазведочная аппаратура.....	77
5.3.1	Источники упругих волн.....	77
5.3.2	Приемники упругих волн.....	79
5.3.3	Сеймостанции.....	80
5.4	Системы сейсмических наблюдений	82
5.5	Выполнение полевых сейсморазведочных работ	84
5.6	Цифровая обработка данных сейсморазведки	85
5.6.1	Демультимплексирование цифровых полевых записей. Мьютинг	86
5.6.2	Ввод и коррекция кинематических и статических поправок.....	87

5.6.3	Восстановление истинных амплитуд сейсмических записей.....	88
5.6.4	Скоростной анализ. Вертикальные и горизонтальные спектры скоростей	88
5.6.5	Получение временных разрезов.....	90
5.6.6	Миграция сейсмических разрезов	94
5.6.7	Преобразование временного разреза в глубинный.....	95
5.6.8	Построение структурных карт и схем по сейсмическим горизонтам	95
5.7	Методы решения разведочных задач сейсморазведкой	96
5.7.1	Поиски структур (структурная сейсморазведка)	96
5.8	Сейсморазведка 3Д. Наземные площадные системы наблюдений 3Д.	98
5.9	Контрольные вопросы.....	101
6	Ядерно-геофизическая разведка - радиометрия.....	102
6.1	Физико-геологические основы гамма и нейтронных методов	102
6.2	Радиоактивные превращения. Единицы радиоактивности	103
6.3	Полевая радиометрическая аппаратура.....	104
6.4	Методика радиометрических исследований при поисках и разведке месторождений.....	105
6.5	Применение радиометрических методов для изучения геологического строения района, поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых.....	107
6.6	Контрольные вопросы.....	107
7	Геофизические исследования в скважинах	107
7.1	Электрический каротаж	108
7.2	Каротаж потенциалов собственной поляризации (каротаж ПС).....	109
7.3	Каротаж сопротивления	110
7.4	Каротаж сопротивления обычными зондами	110
7.5	Боковое каротажное зондирование.....	111
7.6	Индукционный каротаж	112
7.7	Радиоактивный каротаж.....	113
7.8	Акустический каротаж	113
7.9	Методы контроля за техническим состоянием скважин	114
7.9.1	Инклинометрия.....	114

7.9.2 Кавернометрия и профилометрия	114
7.9.3 Наклонометрия.....	115
7.9.4 Контроль цементирования скважин	115
7.10 Отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов.....	116
7.11 Отбор образцов пород	117
7.12 Комплексная геологическая интерпретация данных геофизических исследований в скважинах	117
7.13 Контрольные вопросы	118
8 Комплексование геофизических методов.....	119
8.1 Физико-геологическая модель.....	121
8.2 Условия эффективного применения геофизических методов.....	121
8.2.1 Необходимые и достаточные условия.....	121
8.2.2 Контрастность физических свойств	122
8.2.3 Геометрические размеры объекта.....	122
8.2.4 Уровень помех	122
8.3 Неоднозначность решения обратных задач геофизики	124
8.3.1 Качественная неоднозначность по определению природы геофизических аномалий.....	124
8.3.2 Количественная неоднозначность при решении обратных задач	125
8.4 Геологическая интерпретация комплексных геофизических данных.....	126
8.4.1 Оценка морфологии объектов	126
8.4.2 Оценка мощности и глубины залегания объектов	127
8.4.3 Оценка вещественного состава	128
8.5 Контрольные вопросы	128
9 Факультативный раздел. Нестандартные задачи геофизики	129
9.1 Прогнозирование геологического разреза (ПГР)	129
9.1.1 Определение скоростной модели среды	129
9.1.2 Псевдоакустический каротаж (ПАК)	130
9.2 Выявление и трассирование тектонических нарушений и поиски приразломных структур.....	131

9.2.1 Анализ сейсмической информации	131
9.2.2 Составление топонимических схем.....	135
9.2.3 Построение временных палеоразрезов по профилям.....	135
9.2.4 Составление карт изохрон.....	136
9.2.5 Использование других видов сейсмической информации для обоснования выделения тектонических нарушений	137
9.2.6 Роль тектонических нарушений в формировании зон нефтезонакопления	138
9.3 Решение задач сейсмостратиграфии.....	139
9.3.1 Выявление сейсмостратиграфических комплексов.....	140
9.3.2 Изучение условий осадконакопления (сейсмофациальный анализ)	143
9.3.3 Изучение петрофизических характеристик пород разреза. Прогноз нефтегазовых залежей.....	143
9.4 Прямые поиски залежей нефти и газа	144
9.4.1 Залежь нефти и газа	145
9.4.2 Запечатывающий слой.....	145
9.4.3 Ореол вторжения углеводородов.....	146
9.4.4 Разуплотнение пород в сводах структур.....	146
9.4.5 Субвертикальные кольцеобразные зоны неоднородностей пород	147
9.4.6 Опорные границы.....	147
9.4.7 Фундамент.....	147
9.4.8 Отображение залежей УВ в волновых полях	148
9.5 Метод электроразведки ДНМЭ	150
9.6 Томография.....	153
9.6.1 Электротомография.....	153
9.6.2 Сейсмотомография.....	154
Список использованных источников	157

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 решение практических задач. Наибольшие усилия специалистов в этой области сконцентрированы на разработке физических теорий и методов полевой и аэрогеофизической 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.

Полевая геофизика является одной из основных дисциплин общеобразовательного процесса при подготовке студентов специальности 130101.65 «Прикладная геология» по специализации Геология нефти и газа. Данное учебное пособие включает не только обязательный для изучения материал, но и дополнительный (факультативный - 9) раздел, который намечает новые рубежи, достижения, тенденции полевой геофизики, появляющиеся в связи с техническим прогрессом. Этот раздел всегда будет неполным, так как ежегодно появляются новые методы, приборы, программы и т.д. Полагаем, что этот раздел будет интересен тем, для кого *полевая геофизика* – больше, чем дисциплина.

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 геологическом 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, гравитационном и радиоактивном методах и при методе естественного тока в электроразведке, 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 намагниченности 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 горных 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 полевой геофизики

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 электро-разведке 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 геологоразведочном 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-геологических 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 (Π_a) в параметры, непосредственно связанные с аномало-

создающими объектами (Π_0). К параметрам объектов относятся их геометрические (структурные) характеристики (ГФХ) и физические (геофизические) свойства (ФС), т.е. Π_0 (ГФХ, ФС).

Определение геометрических характеристик и физических свойств объектов (Π_0) по аномальным параметрам физических полей (Π_a) называется решением *обратной задачи (ОЗ) геофизики* ($\Pi_a \rightarrow \Pi_0$).

Определение аномальных параметров физических полей по известным геометрическим характеристикам и физическим свойствам объектов составляет суть *прямой задачи (ПЗ) геофизики* ($\Pi_0 \rightarrow \Pi_a$). 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 среды, 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_0 . Для более сложных ФГМ, близких к реальным, определение Π_a по Π_0 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 наблюдаемому 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_0 .

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 глубинность 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 аппаратных 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 методов полевой геофизики.
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.

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 геолого-

разведочные 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 изучения 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 нТл = 10^{-9} 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 $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ 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 $B = T$.

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

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 .

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.

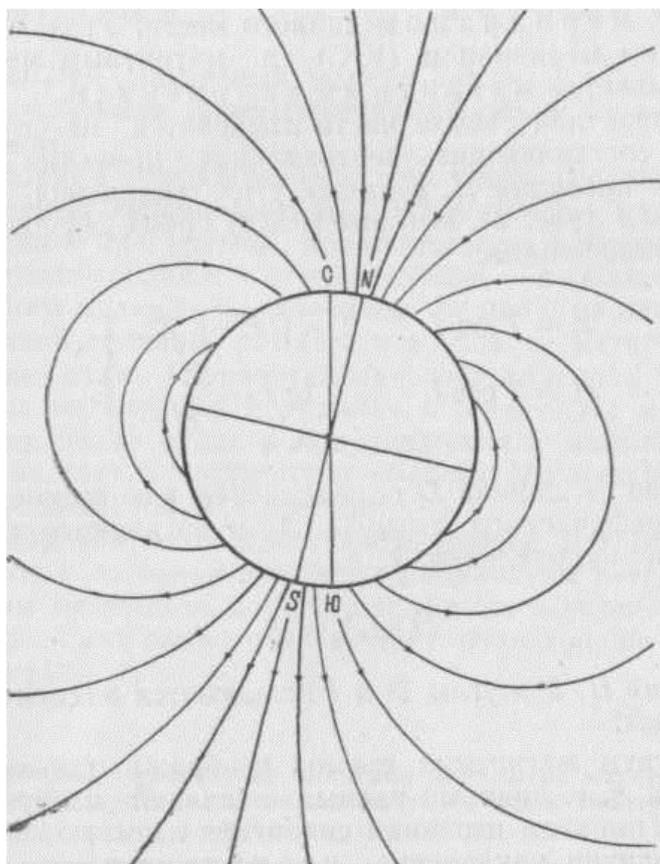


Рисунок 2.1 - Схема спектра магнитного поля Земли (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).

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.

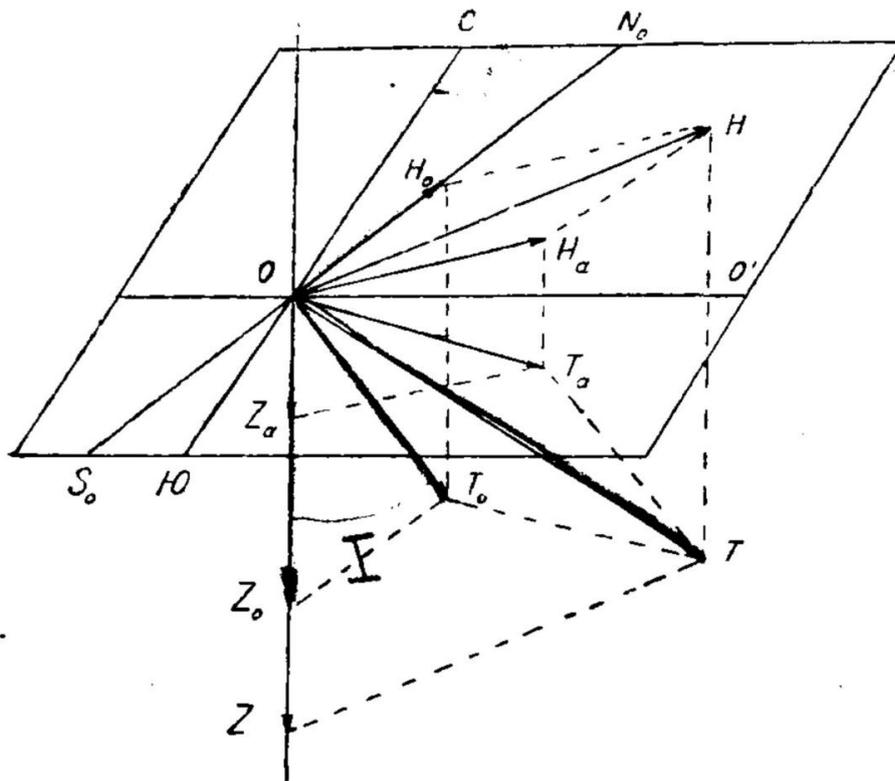


Рисунок 2.2 - Схема разложения полного вектора земного поля на отдельные составляющие нормального (T_0, H_0, Z_0) и аномального поля (T_a, H_a, Z_a) (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).

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 наклона—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 Магнитные свойства руд и горных пород

По магнитным свойствам все вещества делятся на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных пород магнитная восприимчивость очень мала (10^{-5} - 10^{-6} ед. СИ) и отрицательна, их намагничение 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 магнитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнетикам относится большинство осадочных, метаморфических и изверженных пород. Особенно большой (до нескольких единиц СИ) и положительной χ характеризуются ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит 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

$$I = \frac{\kappa T}{1 + \kappa N}, \quad (2.5)$$

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 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,

$$\kappa(\text{каппа}) = 200 \cdot 10^{-6} = 0,0002. \quad (2.6)$$

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. Спеллит	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	"

2.4 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.

ми.

Таким образом, измерив на любом пункте три элемента суммарного поля, например Z , H и D , и зная для данного района (вне зоны аномалии) значение 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.

2.5 Аппаратура для магниторазведки

2.5.1 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 ($2f$).

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 %.

2.5.2 Протонные магнитометры

Принцип действия протонных, или ядерных, магнитометров основан на явлении свободной прецессии протонов в земном магнитном поле. После определенного электромагнитного воздействия на протоносодержащий 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).

В зависимости от протоносодержащего 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 (T) получают практически непрерывно. При большой скорости, например при скорости самолета (350 км / час) 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.

2.5.3 Квантовые магнитометры

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.

2.6 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 одно-

значным, 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:

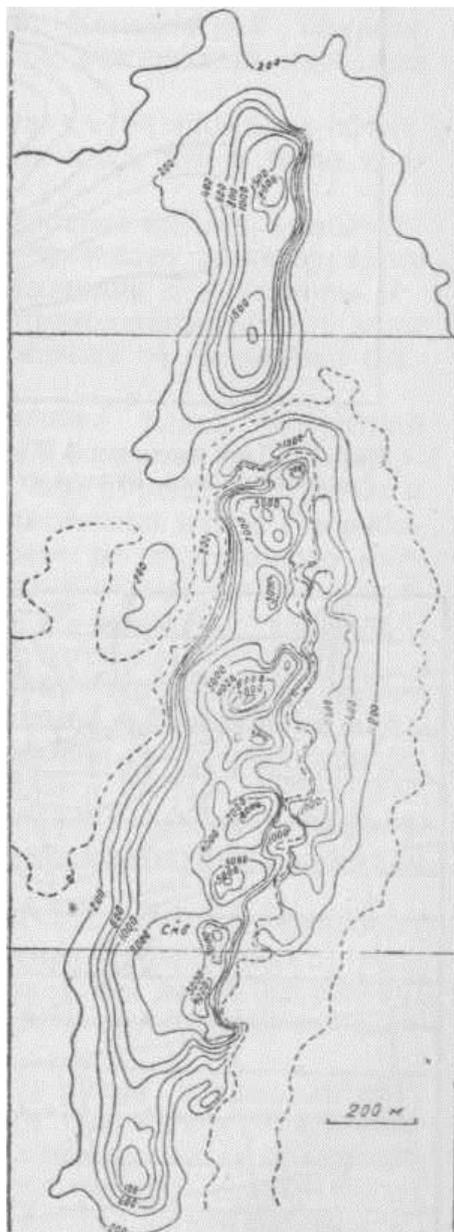
- 1) расчетами по аналитическим формулам;
- 2) специальными палетками и номограммами;
- 3) сопоставлением с теоретическими кривыми, заранее рассчитанными для тел различной формы;
- 4) прямыми интегральными методами.

2.7 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 глубо-

кой 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. 3 - 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.



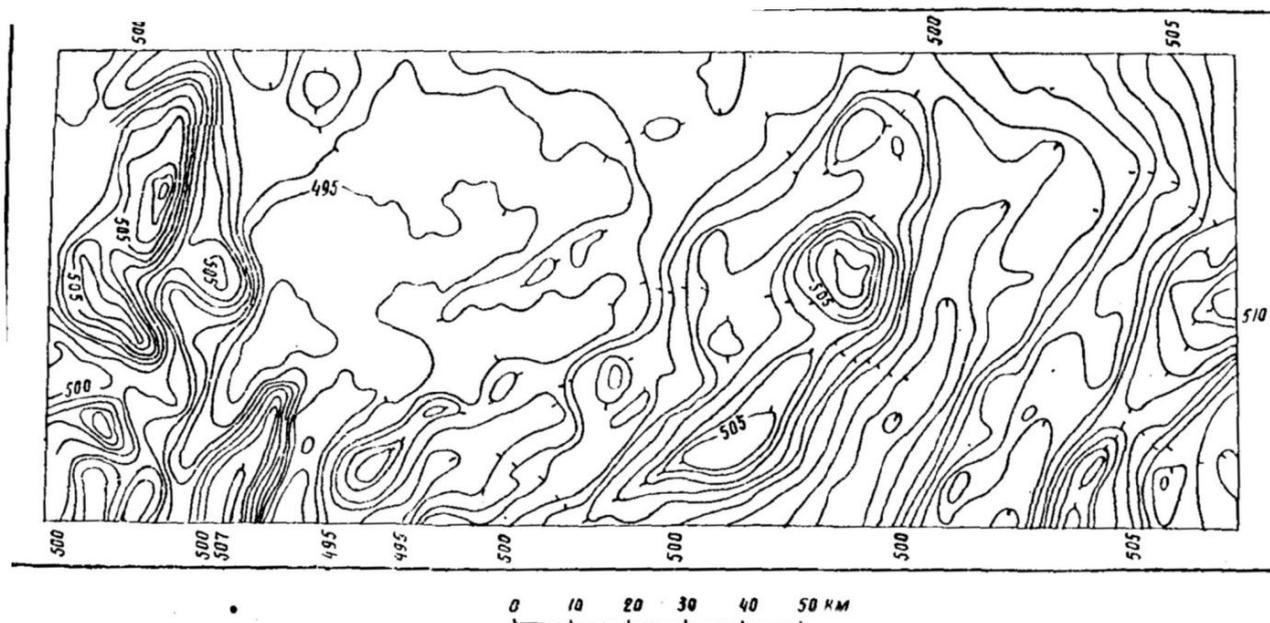
Рисунок 2. 4 - План изодинам Z и векторов H_a юго-восточной окраины г. Благодать. (Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).

На рисунке 2.5 представлена карта Z результатов наземной магнитной съемки части территории Русской платформы по сети 5×10 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 связана.

Центральная часть карты, особенно северные районы ее, характеризуются очень спокойным и несколько пониженным магнитным полем, что должно отвечать очень большой мощности осадочных отложений. Восточнее от этого места, до самого края карты, преобладают обширные, но не очень интенсивные аномальные полосы северо-восточного простирания, безусловно также отображающие структуру строения и глубинную тектонику этого района.



*Рисунок 2. 5. - План Z части территории Русской платформы.
(Д. С. Миков, А.А. Федоров, 1961).*

2.8 Контрольные вопросы

1. Применение магниторазведки при поисках полезных ископаемых
2. Интерпретация магнитных аномалий
3. Аппаратура в магниторазведке
4. Изменение магнитного поля во времени
5. Магнитный потенциал
6. Основные характеристики магнитного поля.
7. Основы метода магниторазведки
8. Характеристика горных пород по магнитной восприимчивости (χ).

9. Применение магниторазведки для решения региональных, поисковых, 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 [1,4,5,6,12,13,15,16].

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 t , получаем, что сила притяжения Землей массы t 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.

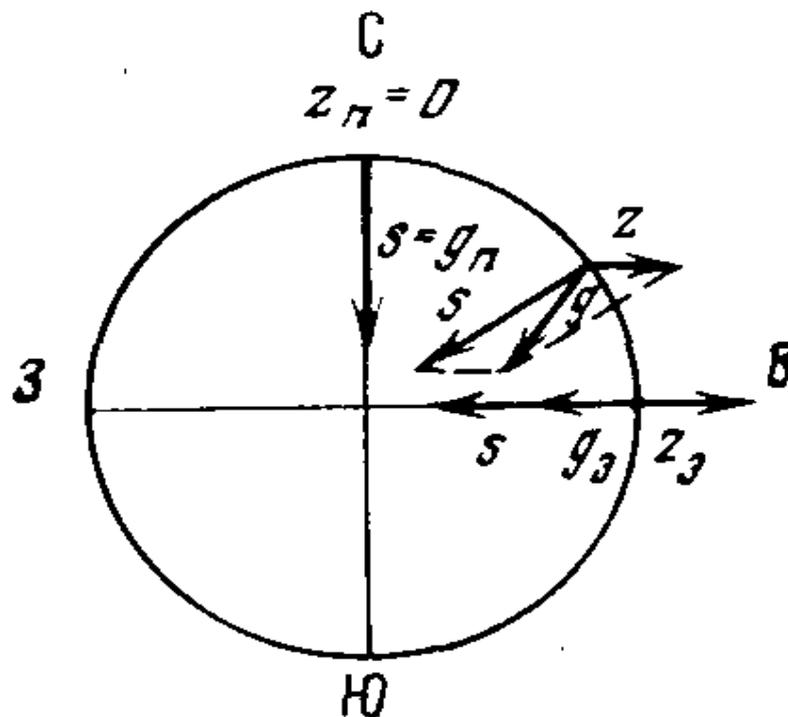
Нас интересуют изменения силы тяжести величиной в несколько миллигал, поэтому силу тяжести необходимо измерять с точностью, большей 0,1 мГал, предпочтительнее 0,01 мГал.

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



а — 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).

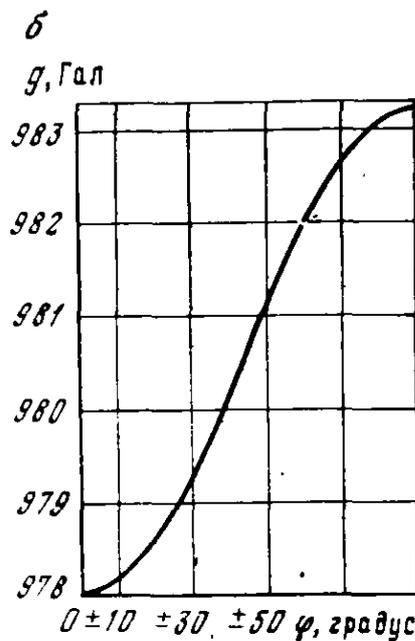


Рисунок 3. 2 – Нормальные значения силы тяжести на всех широтах, вычисленных по формуле Гельмерта, 1901 г.

Земли полюсы расположены ближе к центру тяжести Земли, чем экватор, поэтому сила тяжести растёт с ростом широты. Наилучшее приближение теоретических значений силы тяжести к наблюдаемым на поверхности земли даёт 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 объём, 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_H . 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 уровнем

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

топографических карт.

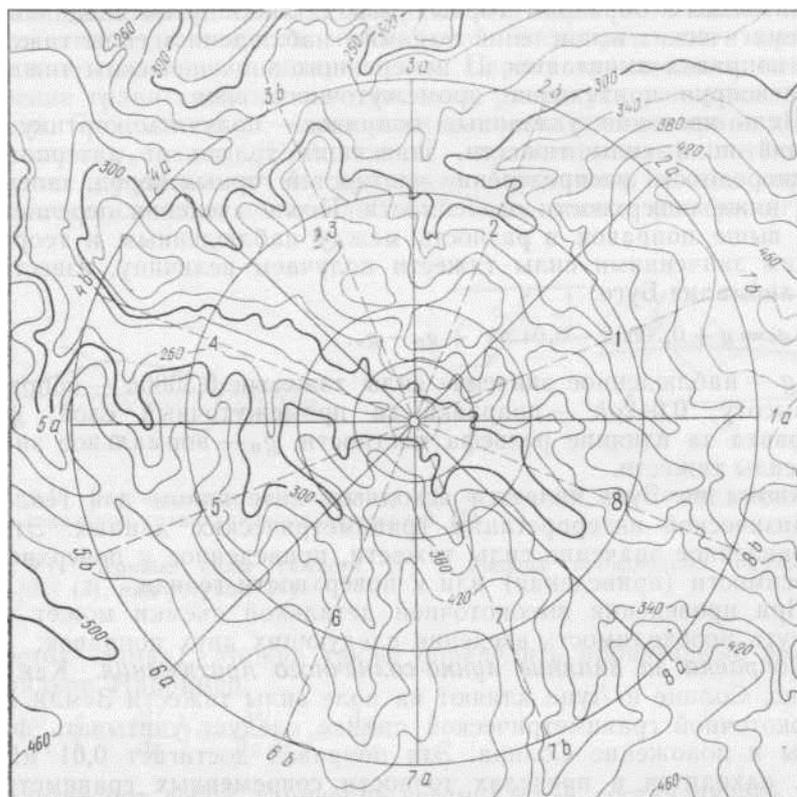


Рисунок 3. 3 - Палетка для вычисления поправки за влияние рельефа местности (Г. Дор, 1984).

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:

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

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_H — 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 гравиразведки

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 гравиразведки 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 силой деформации упругих материалов. Для повышения чувствительности гравиметра при малых из-

менениях 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.

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. 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 мощные, 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 же-

* Δg_B - аномалия Буге

лезорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Работы проводят совместно с магниторазведкой, 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 интенсивные 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 гравиразведки при поисках залежей УВ
3. Распределение силы тяжести на поверхности Земли.
4. Качественная интерпретация данных гравиразведки
5. Аппаратура в гравиразведке
6. Обратная задача гравиразведки
7. Аномалеобразующие факторы в гравиразведке
8. Потенциал силы тяжести
9. Применение гравиразведки при поисках твердых полезных ископаемых.
10. Характеристика горных пород по плотности
11. Применение гравиразведки для решения региональных, поисковых, и разведочных задач.
12. Характер поля силы тяжести Земли.

13. Трансформации гравитационных аномалий.

14. Решение прямой задачи гравиразведки.

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 [1,2,3,4,10,16,21,23,24].

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 — со-

противление однородного проводника длиной L и площадью поперечного сечения s . Обычно оно выражается в ом-метрах (Ом \times 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 \times см:

- Галенит;
- Пирит;
- Графит;
- Молибденит

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

- Гематит;
- Ильменит;
- Сидерит;
- Хромит;
- Киноварь;
- Каменные угли

в) минералы – непроводники (диэлектрики) $\rho = 10^{10} - 10^{17}$ Ом \times 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 геoeлектрического разреза является разрез с горизонтальными границами раздела слоев; такой разрез называют горизонтально-слоистым. В зависимости от числа в нем толстых слоев геoeлектрический разрез называют однослойным (однородная среда), двухслойным (верхний пласт — конечной, второй — бесконечной мощности), трехслойным (первые два слоя — конечной, третий слой — бесконечной мощности) и т. д.

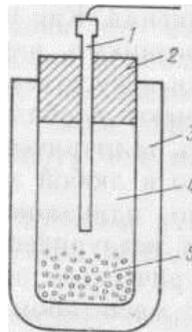
Если в геoeлектрическом разрезе имеется достаточно мощный слой с аномально высоким или аномально низким значениями электромагнитных параметров, то такой слой называется опорным геoeлектрическим горизонтом. Наибольший интерес представляет высокоомный опорный электрического горизонта; высокоомными горизонтами, в частности, являются кристаллический фундамент, мощная соленосная толща или мощный слой твердого известняка и т. п. Изучение поведения высокоомного опорного геoeлектрического 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 всегда при прохождении электрического тока из одной среды в другую. В настоящее время в электроразведке используется несколько типов неполяризуемых электродов. Неполяризуемые 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.

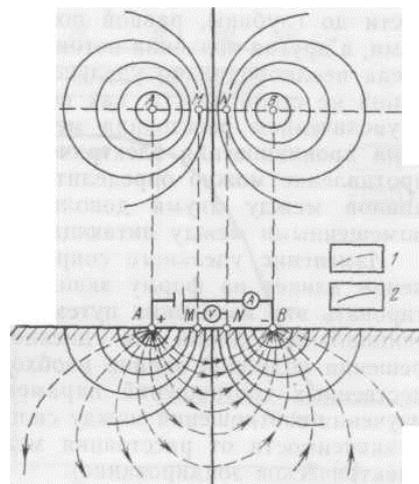


Рисунок 4. 2 - Симметричная четырехэлектродная установка, применяемая в методе сопротивлений (Г. Дорн, 1984).

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.

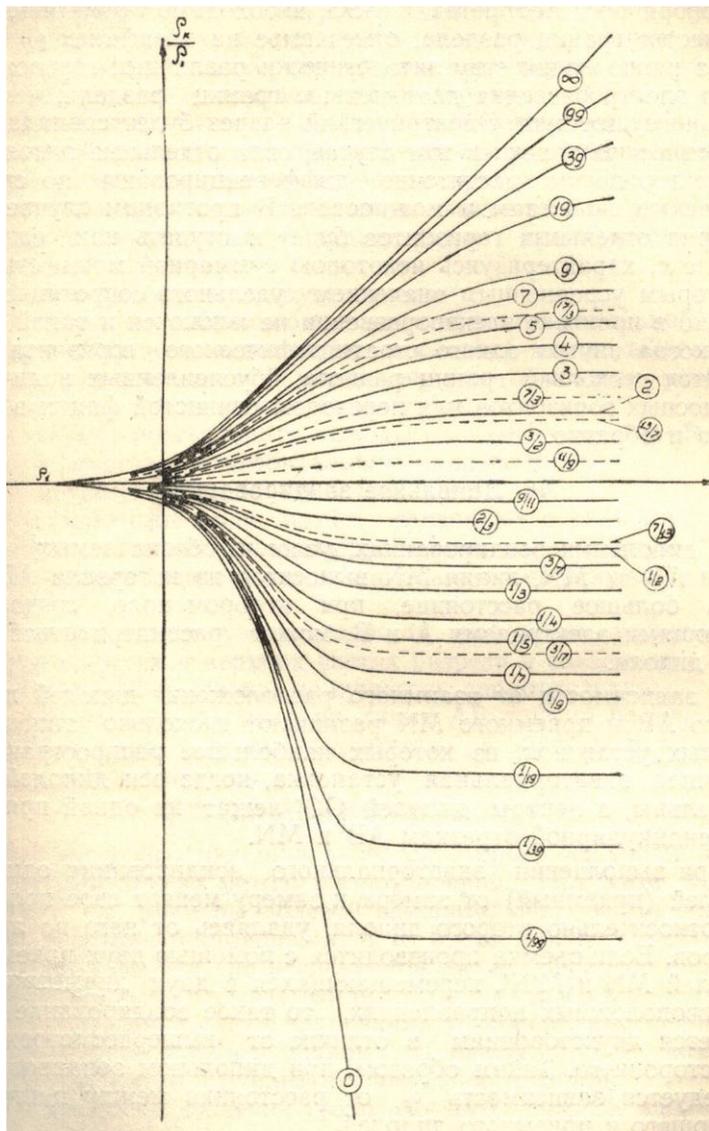


Рисунок 4.3 - Набор палеточных кривых для двухслойной среды с удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 (Г. Дорн, 1984).

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 (рисунок 4. 4).

1. Слой с пониженным удельным сопротивлением залегает между слоями с повышенными удельными сопротивлениями. На соответствующей трехслойной кривой ВЭЗ проявляется минимум (рисунок 4. 4(а)).
2. Удельные сопротивления трех слоев последовательно возрастают, т.е. $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$. Кажущееся удельное сопротивление растет с увеличением разноса питающих электродов (рисунок 4. 4 (б)).
3. 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)).
4. 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.

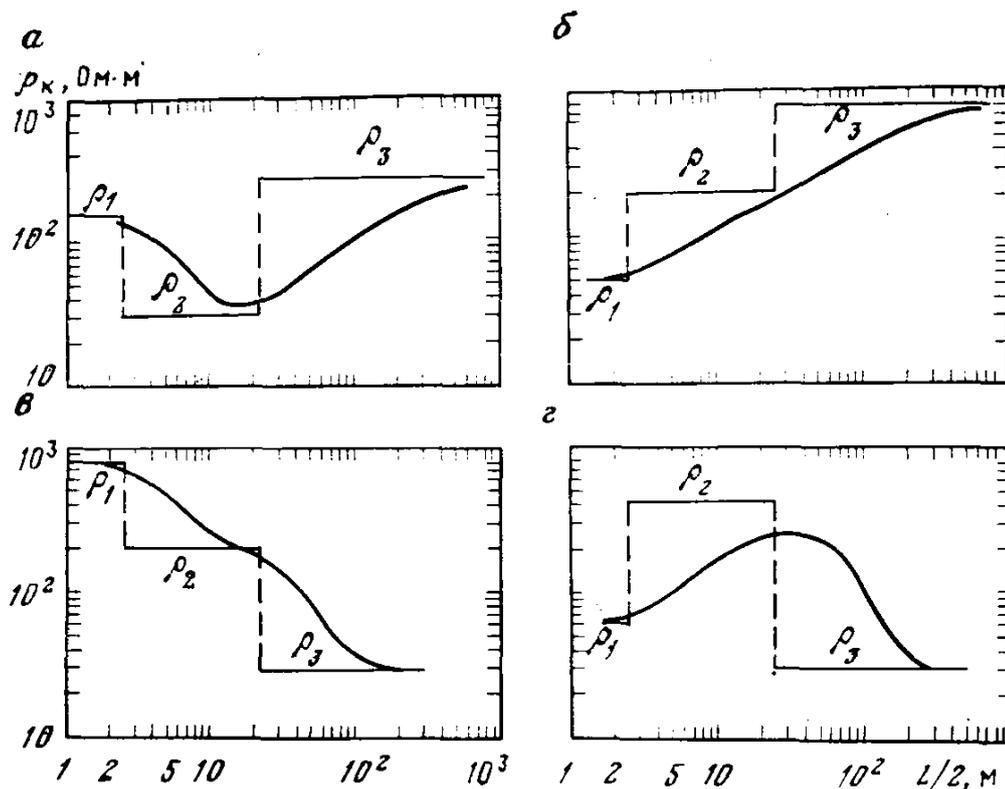


Рисунок 4. 4 - Основные типы кривых ВЭЗ для трехслойной среды (Г. Дорн, 1984).

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 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.

4.6 Метод зондирования становлением электромагнитного поля

Метод зондирования 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 проникновения 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.

4.7 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.

4.7.1 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 $2 \cdot 10^{-10}$ А/м², 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/см²;

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 теллуropараметром. Практически величина μ определяется по данным полевых измерений ΔV_2 и ΔV_1 , выполняемых с помощью потенциометра или осциллографа. 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 теллуropараметра. 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.

4.8 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.

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.

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

В методах постоянного тока измеряемыми величинами являются разность по-

тенциалов 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.

4.9 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 [1,2,3,4,7,8,10,15,16,17,18,22,23,24].

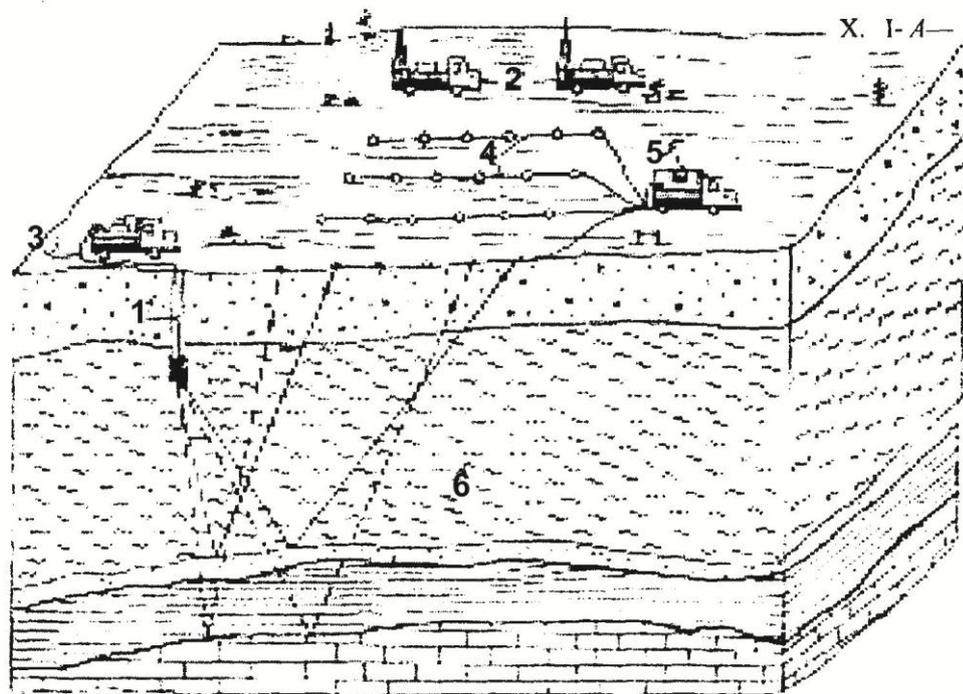
Сейсморазведка включает в себя комплекс методов исследований геологического строения земной коры, основанных на изучении особенностей распространения в ней искусственно возбужденных упругих волн. Вызванные взрывом или дру-

гим 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 капсулу-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 косы с сеймоприемниками; 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.

Свойство среды передавать деформации и скорость этой передачи зависят от связи между упругими деформациями и вызвавшими их напряжениями P . Для абсолютно упругих тел эта связь описывается законом Гука

$$\Delta l = aP \text{ и } \Delta d = bP, \quad (5.1)$$

где Δl и Δd — изменения продольного и поперечного размеров тела;

a и b — коэффициенты пропорциональности, зависящие от свойств вещества и этих размеров.

Чтобы исключить влияние последних на коэффициенты a и b , рассматривают относительные удлинение и поперечное сжатие тела, т. е. $\Delta l/l$ и $\Delta d/d$. Тогда

$$\Delta l/l = Pa/l = P/E, \quad (5.2)$$

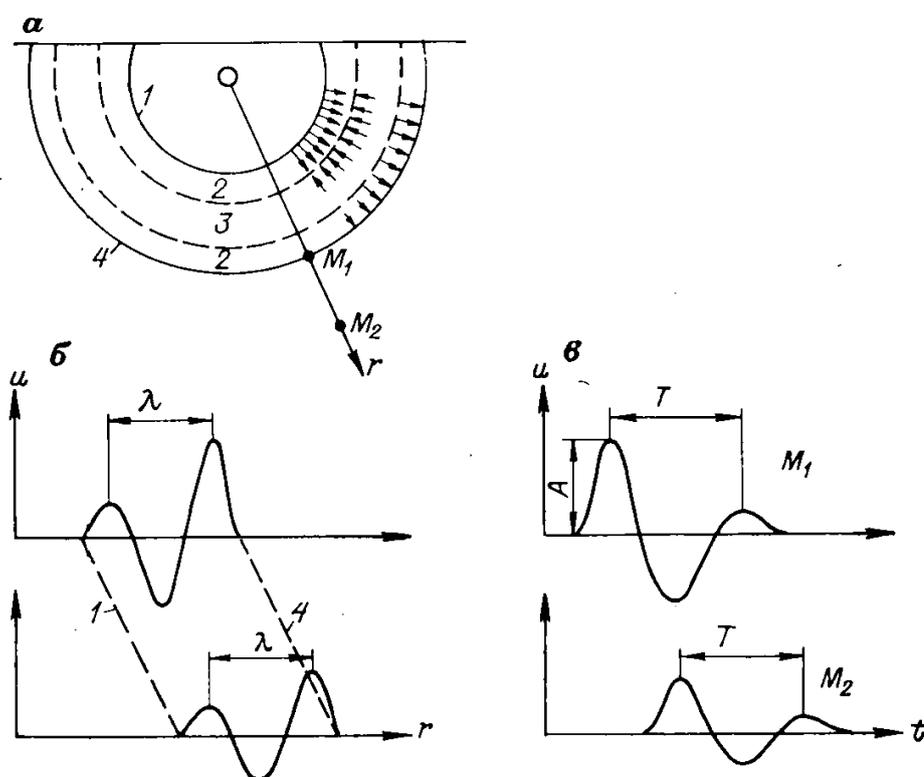
где E — модуль Юнга, характеризующий сопротивление тела растяжению или продольному сжатию. Коэффициент Пуассона σ связывает относительные поперечное сжатие (расширение) с продольным удлинением (сжатием): $\Delta d/d = \sigma \Delta l/l$. Упругие свойства изотропной среды в каждой ее точке определяются значениями E и σ .

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. Поверхность, 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 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.

Взрыв в однородной среде приблизительно можно рассматривать как точечный источник расширения. 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 горбами 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.

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

$$A = A_0 e^{-\alpha r}, \quad (5.3)$$

где r — длина пути, пройденного волной;

α — коэффициент поглощения.

С учетом геометрического расхождения волны ее амплитуда убывает по закону

$$A = A_0 e^{-ar} f(r), \quad (5.4)$$

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.

Согласно принципу Гюйгенса, каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный источник колебаний. Тогда, чтобы получить новую волновую поверхность, надо построить фронты элементарных волн этих источников — в первом приближении сфер с радиусом

$$r = V(x, y, z) \Delta t, \quad (5.5)$$

где $V(x, y, z)$ — скорость в среде;

Δt — разница во времени между положениями известного и искомого фронтов, — и провести к ним огибающую.

Однако часто удобнее распространение волн изображать в виде лучей — линий, ортогональных к изохронам. Луч показывает направление, по которому перемещается фронт волны. Время распространения волны от одной точки к другой вдоль сейсмического луча минимально (принцип Ферма). Используя последнее положение, можно вывести три главных закона геометрической сейсмологии, которая изучает распространение волновых фронтов и сейсмических лучей в предположении, что длина волны бесконечно мала по сравнению с ее фронтом и неоднородностями среды.

Из принципа Ферма вытекают следующие положения, используемые в сейсморазведке: 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.

Закон отражений:

$$\sin a_1/V_1 = \sin \alpha_2/V_2, \quad (5.6)$$

где a_1 и V_1 —угол падения и скорость падающей волны;

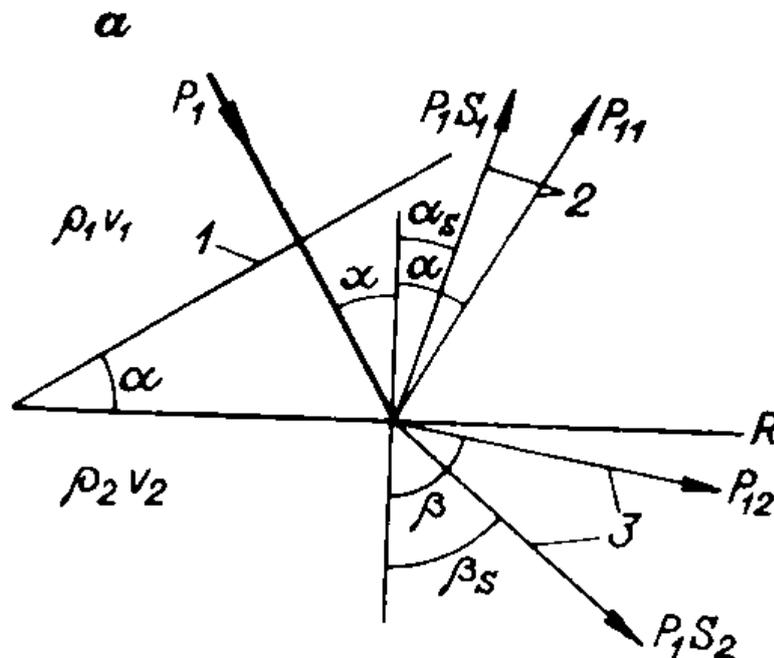
α_2 и V_2 — угол отражения и скорость отраженной волны. Если скорость падающей и отраженной волн одинакова, то $a_1 = \alpha_2$.

Закон преломлений:

$$\sin a/V_1 = \sin \beta/V_2, \quad (5.7)$$

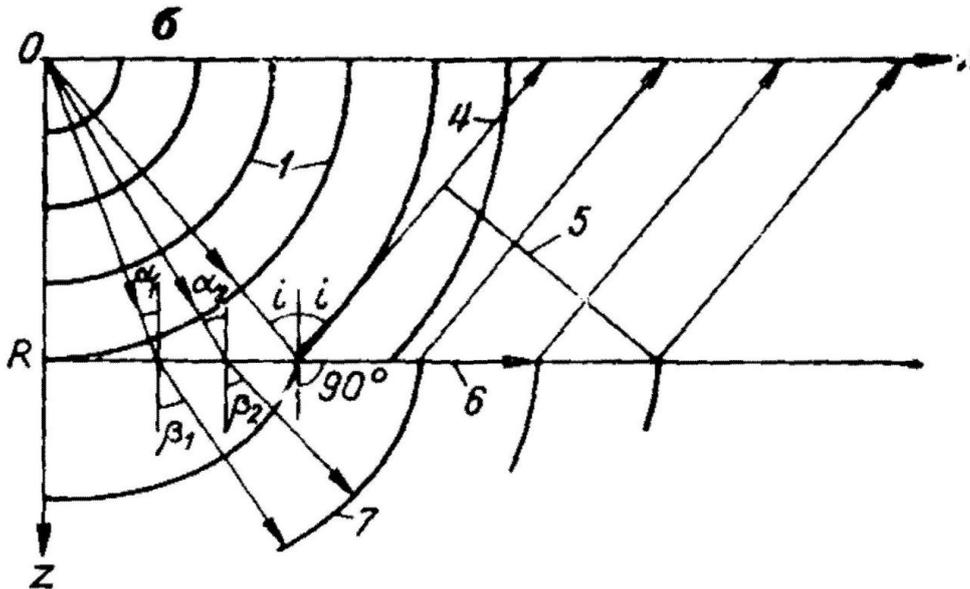
где a и β — углы падения и преломления волны;

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).



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

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

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:

$$\sin i = V_1/V_2 \quad (5.8)$$

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 микросейсмы — 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

$$t = x/V_1 \quad (5.9)$$

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 .

$$O^*M = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (5.10)$$

Тогда уравнение годографа отраженной волны принимает вид

$$t = \frac{O^*M}{V} = \frac{1}{V} \sqrt{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (5.11)$$

Или в канонической форме гиперболы

$$\frac{t^2}{\left(\frac{z_0}{V}\right)^2} - \frac{(x - x_0)^2}{z_0^2} = 1 \quad (5.12)$$

Рассматривая рисунок 5.5, можно выразить z_0 и x_0 через h :

$$x_0 = 2h \sin \varphi \quad (5.13)$$

$$z_0 = 2h \cos \varphi \dots \quad (5.14)$$

Тогда годограф ОВ можно записать в виде:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 - 4hx \sin \varphi + 4h^2} \quad (5.15)$$

при $\varphi = 0$ для горизонтальной границы

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (5.16)$$

так как $h = \frac{t_0 V}{2}$, то

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_1^2}} \quad (5.17)$$

(последний член – это кинематическая поправка).

Возвращаясь к началу запишем уравнение годографа

$$t = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_0^2} / V_1 \quad (5.18)$$

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

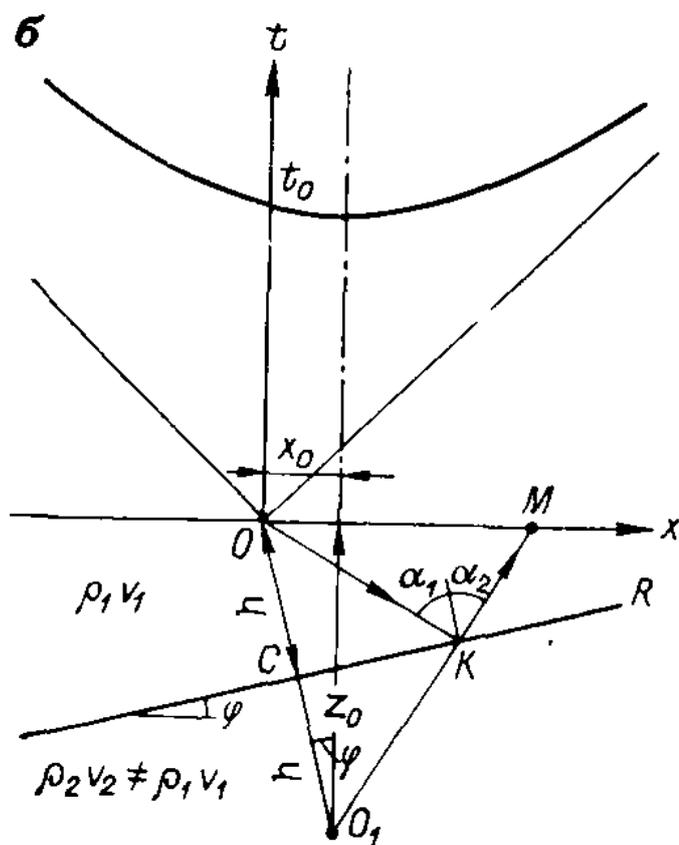


Рисунок 5.5 - Годограф отраженной волны (В. П. Захаров, 1982).

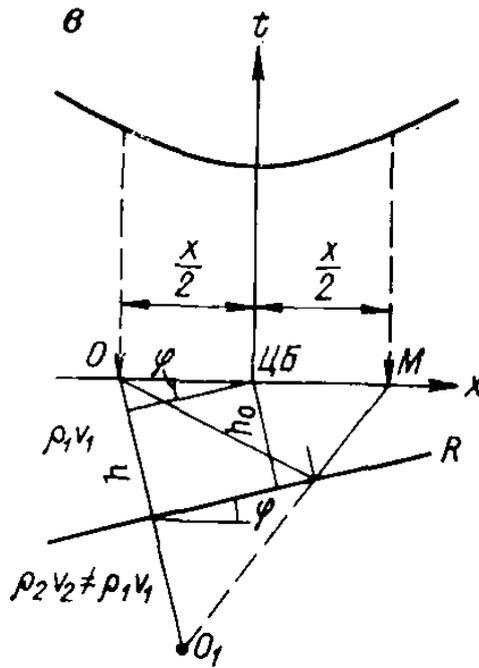


Рисунок 5. 6. - Годограф ОГТ (В. П. Захаров, 1982).

5.2.2 Годограф ОГТ

Из рисунка 5.6 уравнение годографа ОВ для источника взрыва в точке Ох

$$t = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 - 4hx \sin \varphi + 4h^2} \quad (5.19)$$

Перепишем в новой системе координат при т. О в центре базы ОГТ

$$h_x = h_0 + \frac{1}{2} x \sin \varphi \quad (5.20)$$

Вставим в исходную формулу, получим:

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 \cos^2 \varphi + 4h_0^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} \cos^2 \varphi} \quad (5.21)$$

Обозначим $\frac{V}{\cos \varphi}$ через $V_{ОГТ}$. Тогда

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{ОГТ}^2}} \quad (5.22)$$

где последний член – кинематическая поправка.

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

$$t_{OГТ} = \sqrt{\frac{x^2}{V_{OГТ}^2} + t_0^2} \quad (5.23)$$

где $V_{OГТ}$ является фиктивной скоростью (рисунок 5. 6).

5.2.3 Годограф преломленной волны

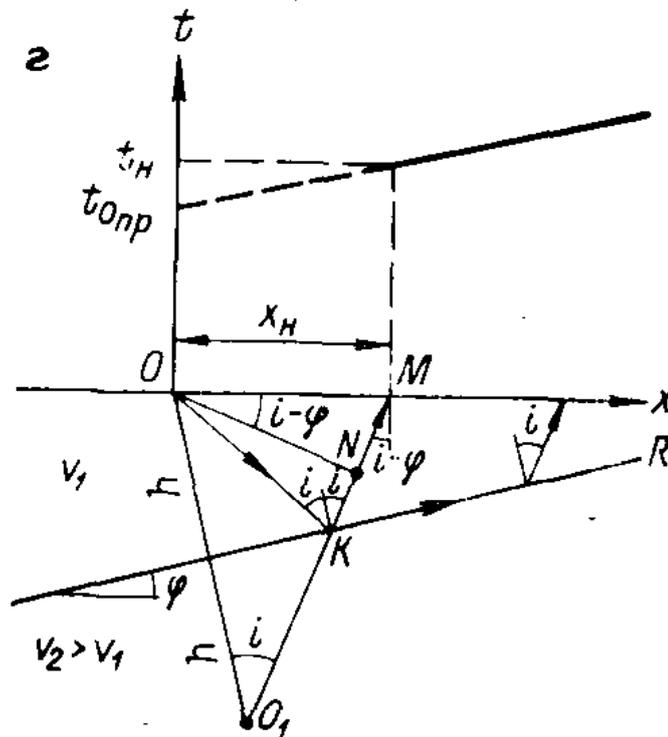


Рисунок 5. 7. - Годограф преломленной волны (В. П. Захаров, 1982).

При достижении критического угла i в точке К (рисунок 5.7) возникает головная волна. x_H - начальная точка годографа. Угол подхода фронта преломленной

волны к линии профиля будет постоянным и равным $i \pm \varphi$ и кажущая скорость (V_k) тоже постоянна

$$V_k = V_1 / \sin(i \pm \varphi) \quad (5.24)$$

или $V_2 / \cos\varphi$. Следовательно годограф преломленной волны – прямая линия:

$$t = x / V_k + t_{\text{о пр}}, \quad (5.25)$$

где $t_{\text{о пр}}$ - время, получаемое при продолжении годографа до его пересечения с осью времен. Эта точка не имеет физического смысла, но позволяет определить глубину по нормали до границы под ПВ:

$$t_0 = \frac{2h_0 \cos i}{V_1} \quad (5.26)$$

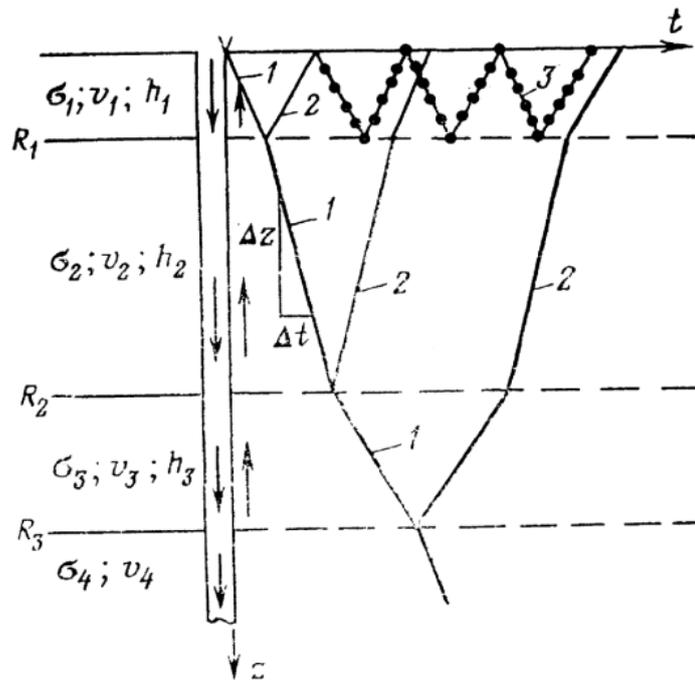
Если $\varphi=0$, то $V_k = V_2$

5.2.4 Вертикальные годографы 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 $V_{\text{пл}}$ следующим образом:

$$\Delta t / \Delta z = 1 / V_{\text{пл}}, \quad (5.27)$$

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 миникомпьютеры и периферийные устройства, объединенные в единый аппаратный 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 сеймостанции в заданный момент времени обеспечивает взрыв всего заряда. Образующийся при взрыве газ имеет высокую температуру и давление в сотни и тысячи мегапас-

калей. 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 газовзрывного источника.

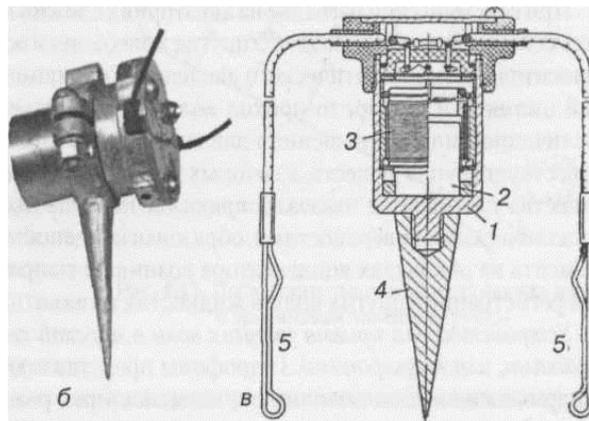
Источники типа «*вибросейс*» возбуждают квазинепрерывные колебания. Генерация волн обеспечивается за счет знакопеременных сил, действующих по нормали к поверхности контакта. Вибросейсмический источник представляет собой металлическую платформу, прижимающуюся к поверхности земли автомобилем, на котором 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 действия источника типа «*вибросейс*» (интервал времени от начала колебаний платформы до окончания) составляет 10-20 с, а частоту, с которой движется платформа, изменяют от нескольких до 100 Гц.

При сейсмических работах на акваториях наиболее широко применяют *пнев-*

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. 9. - 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 регистрирующее устройство, позволяющее запомнить колебания, воспринятые каждым из приемников, и проконтролировать процесс записи волн непосредственно в ходе полевых работ. Сейсмостанции характеризуют канальностью — числом регистрируемых каналов; собственным уровнем шумов, т. е. шумами, которые создает сама усилительная аппаратура; полосой пропускания, задаваемой, как и в технике звукозаписи и звуковоспроизведения, нижней и верхней граничными частотами (f_n , f_v); динамическим диапазоном, определяющим максимально возможные амплитуды сигналов, при ко-

торых регистрация будет вестись без искажения; входным сопротивлением усилителей, максимальным коэффициентом усиления усилителей и их идентичностью.

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. Диапазон частот ограничивается полосой (5-10)-(125-250) Гц. При длительности записи (T) число отсчетов составляет $T/\Delta t$. Особенностью цифровой записи является то, что значение верхней граничной частоты полосы пропускания жестко связано с шагом дискретизации Δt соотношением $f_v = 1/4\Delta t$. Лишь в этом случае дискретное представление не искажает исходный сигнал. В большинстве современных цифровых сейсмостанций Δt не превышает 1-2 мс. 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. Все сейсмостанции снабжены устройствами, позволяющими выработать команды (электрические сигналы), управляющие моментом срабатывания источника, и устройством, с помощью которого момент подачи команды к источнику фиксируют на сейсмической записи в виде отметки момента возбуждения (взрыва). С этого момента запись сигналов, поступающих от приемников на вход сейсмостанции, ведется параллельно с записью марок времени — периодического сигнала с точной частотой. При цифровой записи сигнал стабильной частоты управляет устройством дискретизации сейсмического сигнала. Таким образом, современные цифровые сейсмостанции — это по существу специализированные компьютеры с большим числом входов.

5.4 Системы сейсмических наблюдений

Сейсмические наблюдения обычно выполняют на продольных, реже на не-продольных профилях. П р о д о л ь н ы м и в сейсморазведке называют профили, при которых источники и приемники расположены на одной прямой. При наблюдениях на н е п р о д о л ь н ы х п р о ф и л я х источники смещены (например, по перпендикуляру) относительно профиля наблюдений.

Системы наблюдений в методе отраженных волн. Основные элементы системы наблюдений — длина базы приема L , величина взрывного интервала I и кратность системы N .

Д л и н о й б а з ы п р и е м а называют участок профиля, на котором осуществлена регистрация записей колебаний сейсмических волн из одного и того же источника возбуждения (пункта взрыва). Длина базы приема обычно равна или кратна длине расстановки сейсмоприемников δx , которая, в свою очередь, определяется числом n сейсморегистрирующих каналов сейсмической станции и расстояниями Δx между соседними сейсмоприемниками (центрами групп сейсмоприемников) на профиле.

$$\delta x = (n-1) \Delta x. \quad (5.27)$$

Расстояние между двумя соседними пунктами взрыва на профиле называется в з р ы в н ы м и н т е р в а л о м . Как и расстояние между сейсмоприемниками, величина взрывного интервала обычно сохраняется постоянной, но кратной длине базы приема.

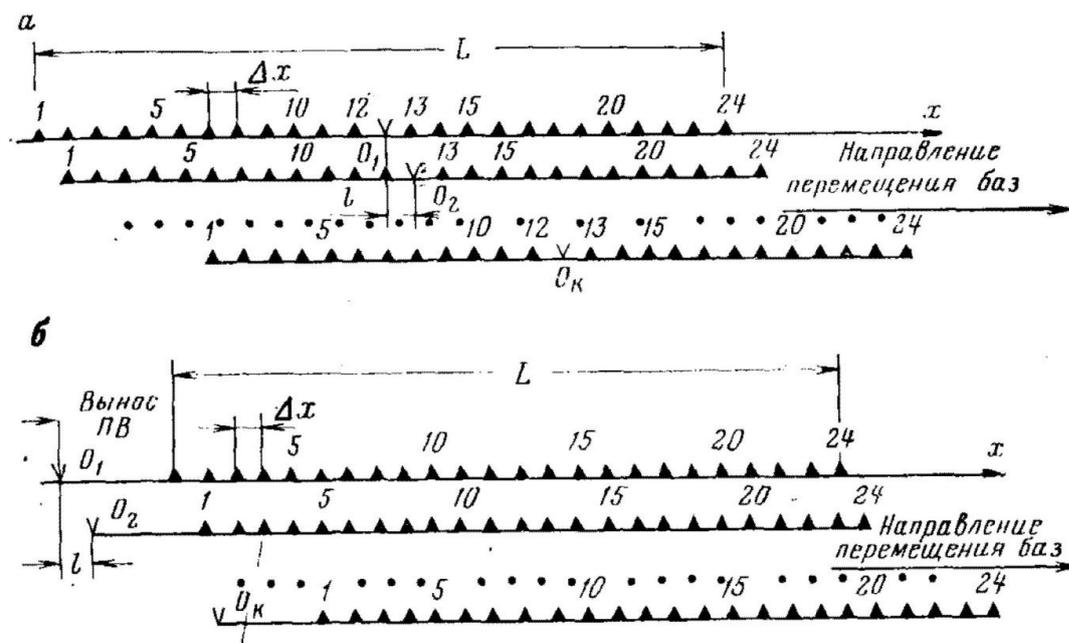
Отношение длины базы приема к удвоенной величине взрывного интервала $L/2I = N$ называется к р а т н о с т ь ю с и с т е м ы с е й с м и ч е с к и х н а б л ю д е н и й .

В ходе выполнения сейсмических наблюдений пункт взрыва O и базу приема L последовательно перемещают по профилю каждый раз на величину взрывного интервала Δx (рисунок 5.10).

Системы сейсмических наблюдений по взаимному расположению пунктов

взрыва и баз приема подразделяют на центральные и фланговые. При центральной системе пункты взрыва всегда расположены в центре базы приема (рисунок 5.10, а), а при фланговой — по ее концам или вынесены за пределы базы (рисунок 5.10, б).

расположены в центре базы приема (рисунок 5.10, а), а при фланговой — по ее концам или вынесены за пределы базы (рисунок 5.10, б).



а – центральная, б - фланговая

Рисунок 5.10. - Системы сейсмических наблюдений (В. В. Знаменский, 1991):

Системы сейсмических наблюдений принято изображать в обобщенной системе координат. На горизонтальной линии, одновременно представляющей линию профиля, помещают пункты взрыва. Базы приема проектируют на лучи под углом 45° (рисунок 5. 11). Взаимные точки – это точки регистрации сейсмических колебаний, у которых поменяли местами пункты взрыва и приема. В обобщенной системе координат пара взаимных точек изображается точкой пересечения лучей, выходящих из взаимных пунктов взрыва. Разноудаленные взаимные точки, в которых регистрируются волны от одной и той же глубинной точки отражения, кроме того, располагаются на вертикальных прямых $x = \text{const}$. Число пар точек на такой вертикальной прямой связано с кратностью наблюдений. Система однократного непрерывного профилирования (в обобщенной системе ломаная линия) обеспечивает получение

временного сейсмического разреза МОВ.

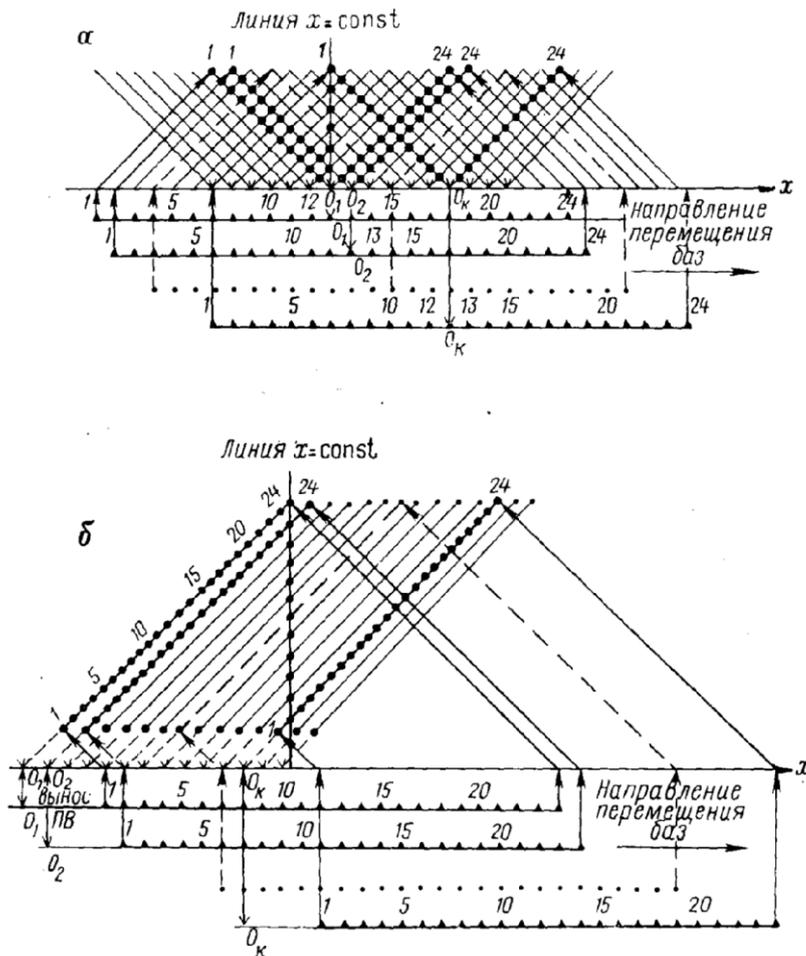


Рисунок 5.11. - Изображение центральной и фланговой системы наблюдений в обобщенной системе координат (В. В. Знаменский, 1980).

В методе преломленных волн используют фланговые системы наблюдения.

5.5 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 сейсмоприемники 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 сейсмоленты). По результатам анализа контрольных сейсмолент вносят необходимые коррективы в условия возбуждения колебаний, параметры сейсморегирующей 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.

5.6 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.

5.6.1 Демультимплексирование цифровых полевых записей. Мьютинг

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 заключается в идентификации и считывании заголовков полевых сейсмограмм, размещении этих данных в запоминающих устройствах, техническом редактировании данных с целью устранения дефектов полевой записи и разделение 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 аппаратурные 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. 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 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).

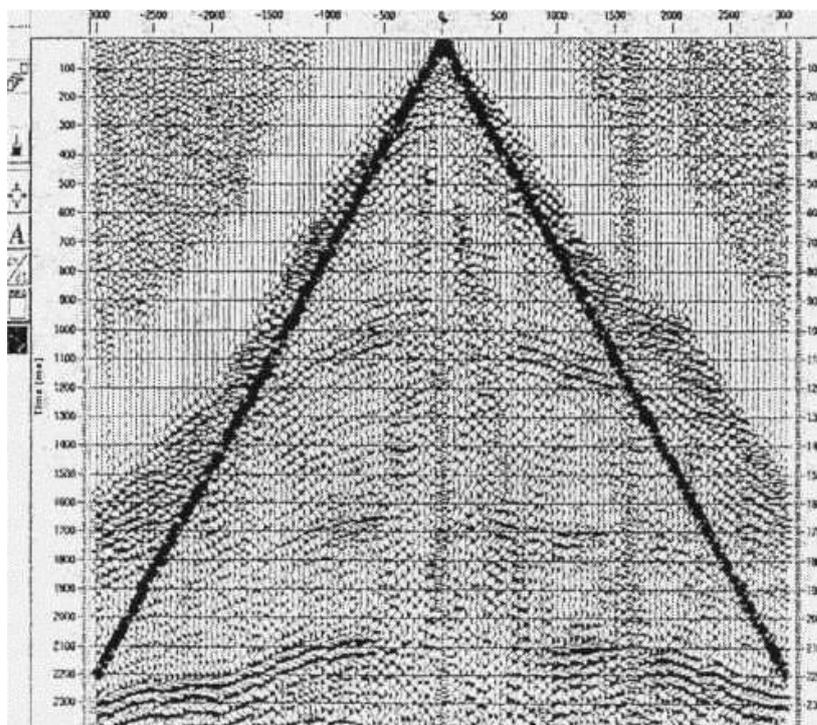


Рисунок 5.12. - Исходная сейсмограмма ОТВ с изображением линий, ограничивающих область обнуления в начальной части записи (В. В. Знаменский, 1980).

5.6.2 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 $t_0(x) = \text{const}$. Для расчета кинематических поправок необходимо располагать набором значений $V_{ОГТ}$ для различных времен t_0 . На начальном этапе обработки обычно имеются лишь приближенные сведения о $V_{ср}$ и φ . Расчетные значения кинематических поправок с этими значениями $V_{ср}$ 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, как и кинематические, рассчитывают в два этапа. На первом этапе определяют априорные статические поправки согласно имеющимся

сведений о мощности ЗМС и скорости в ней. На втором этапе проводят коррекцию, которая требует применения довольно сложных вычислительных процедур и больших затрат времени ЭВМ.

5.6.3 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).

$$r = V_{cp}(t)t \quad (5.28)$$

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

$$A_{ист} = A(t)V_{cp}(t)te^{\beta(t)t} \quad (5.29)$$

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

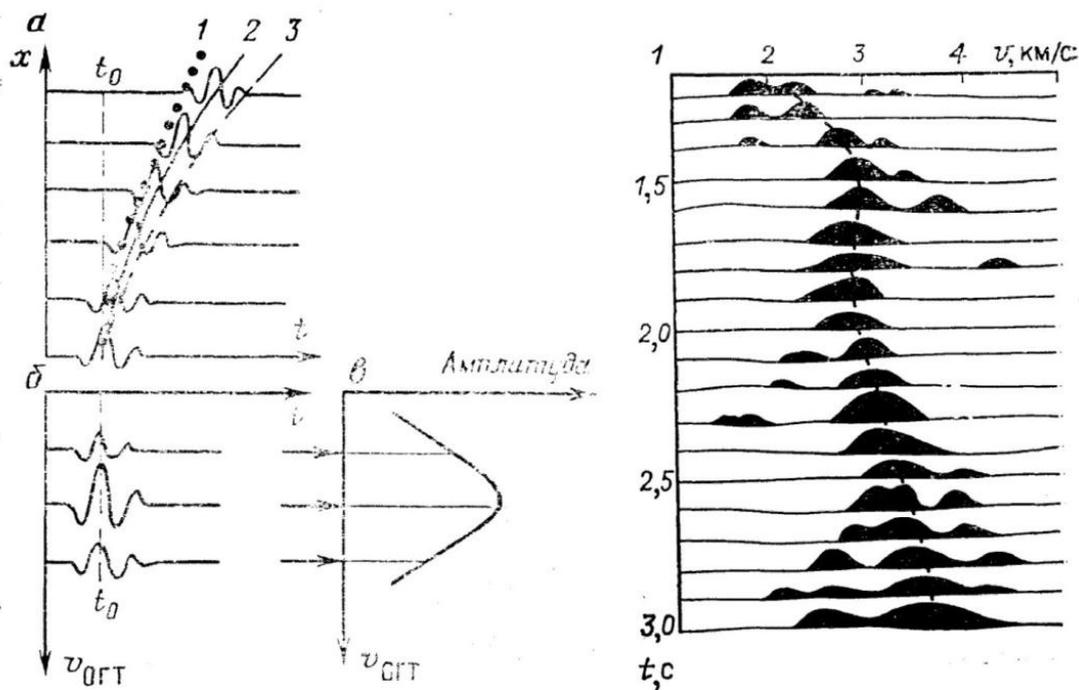
5.6.4 Скоростной анализ. Вертикальные и горизонтальные спектры скоростей

Выше было показано, что одним из параметров, характеризующих годограф ОГТ, служит $V_{ОГТ}$. В случае однородной покрывающей среды и горизонтальной отражающей границы $V_{ОГТ}$ 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 суммоменту ОГТ. Таким образом, суммоменту 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 суммоменте ОГТ в зависимости от значений $V_{OГТ}$ в кинематических поправках. Результаты скоростного анализа представляют в функции времени t_o — вертикальные спектры (рисунок 5. 13), или в функции горизонтальной координаты x — горизонтальные спектры (рисунок 5. 14).



Принцип определения скорости v_{OGT} .

а — исходные записи отраженной волны на сейсмолите ОГТ; б — результат суммирования записей с различными значениями v_{OGT} (1-3); в — график распределения суммарных амплитуд

Вертикальные спектры скорости v_{OGT}

Рисунок 5. 13 - Принцип определения скоростей V_{OGT} . Вертикальные спектры скорости V_{OGT} (В. В. Знаменский, 1991).

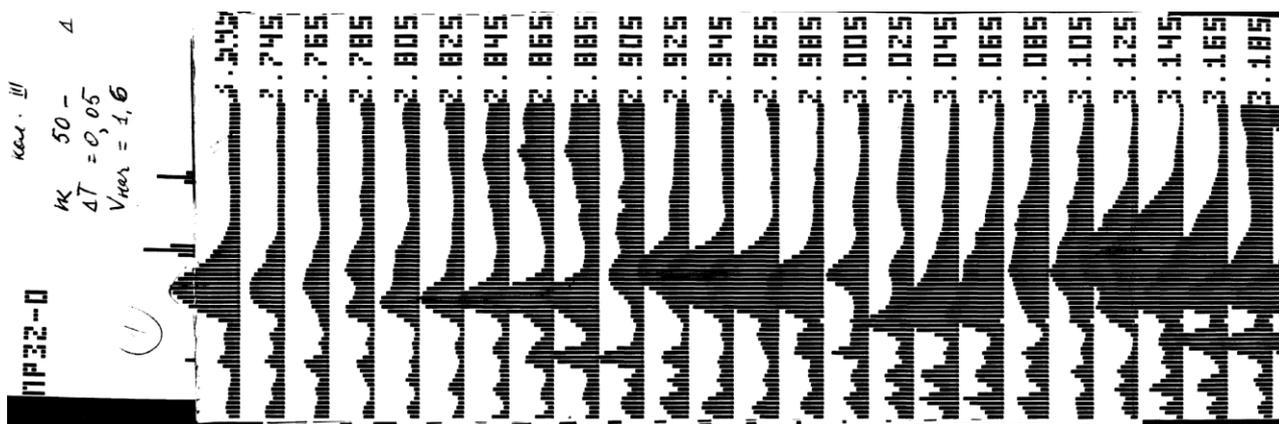


Рисунок 5. 14 - Горизонтальные спектры скоростей (В. В. Знаменский, 1980).

5.6.5 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 5.15).

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.

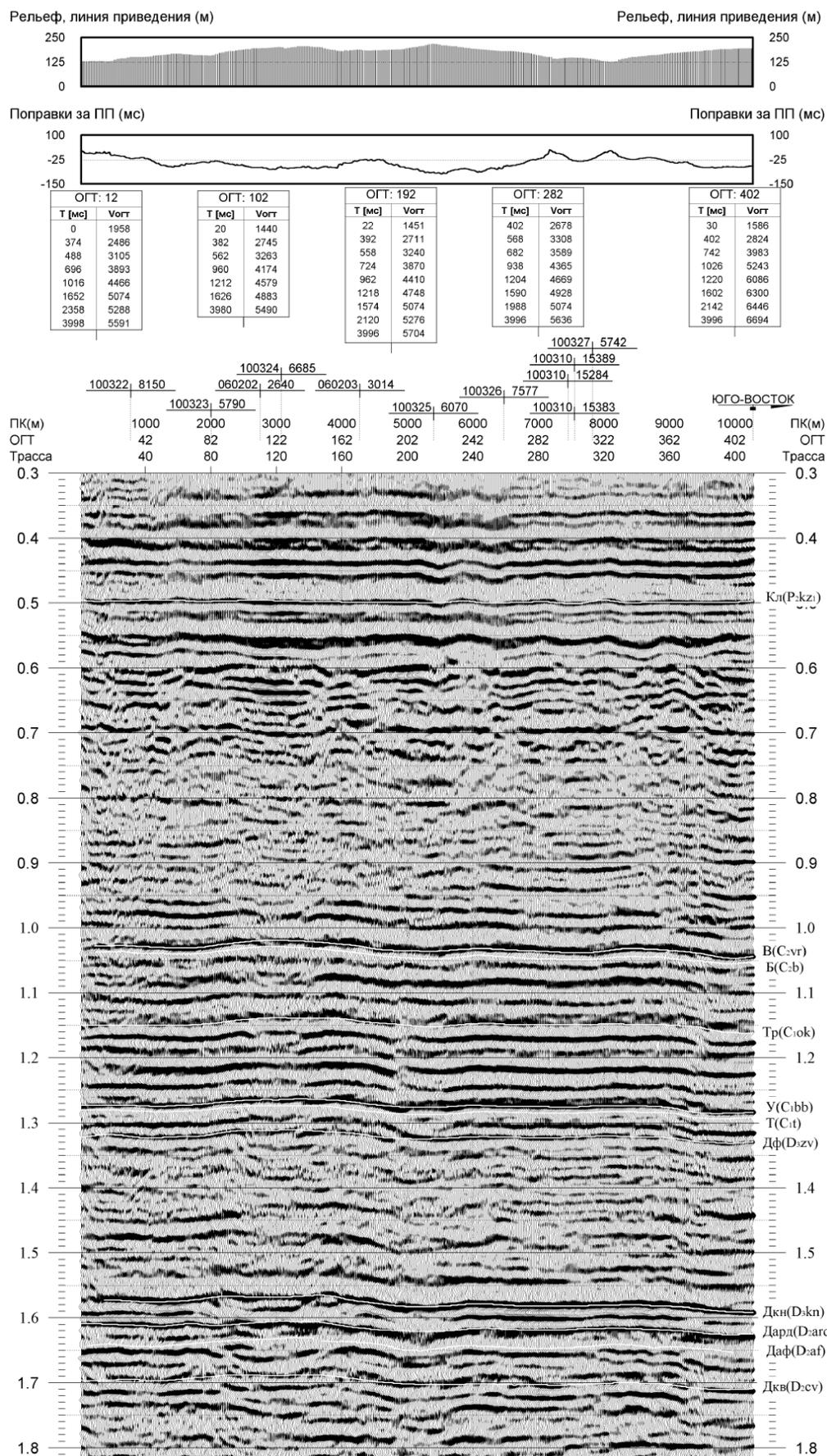


Рисунок 5. 15. - Временной разрез в условиях платформы. Южно-Сорочинская площадь. (По данным сп 10/2003 ОАО Татнефтегеофизика, 2003 г.)

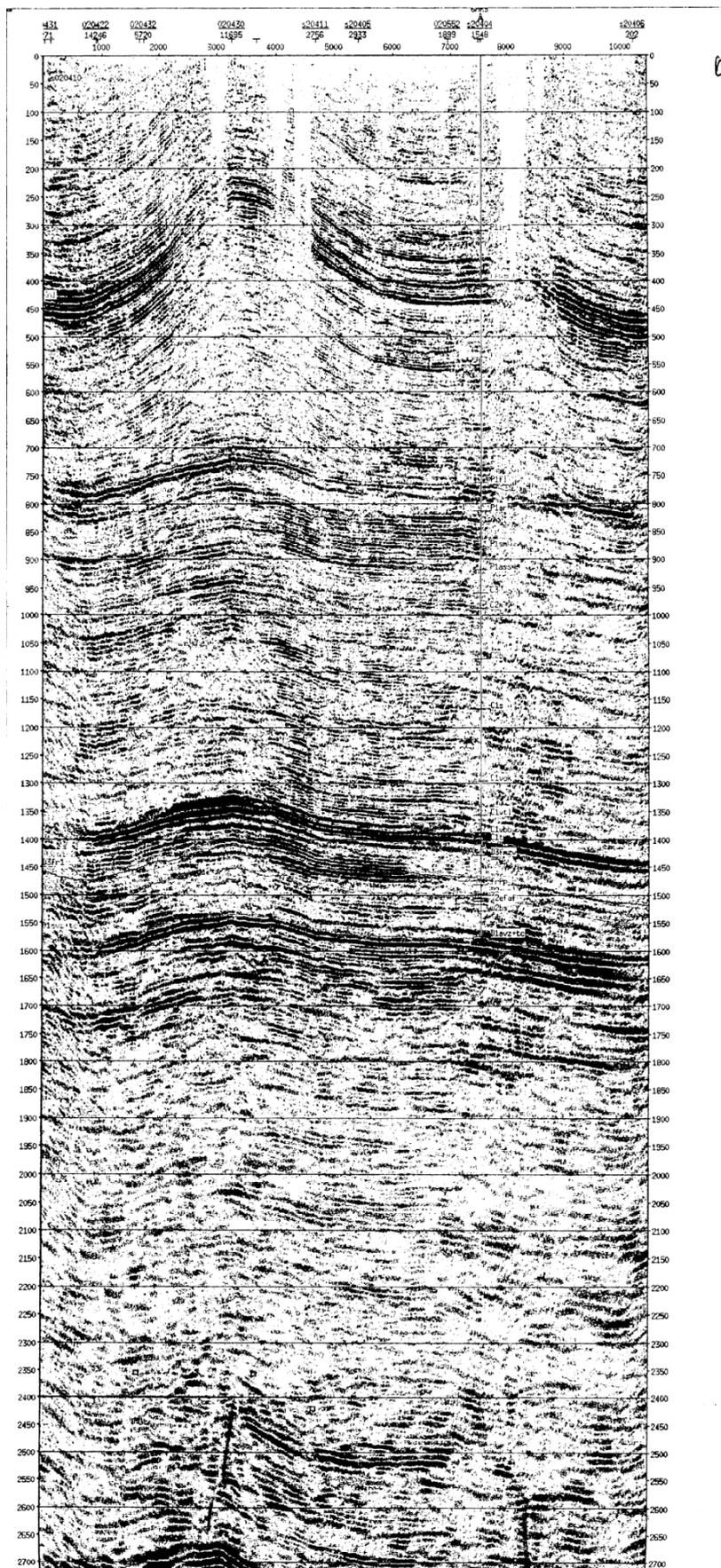


Рисунок 5.16 - Временной разрез в условиях соляной тектоники. Майорская площадь. (по данным с/п 2/04, Ставропольнефтегеофизика).

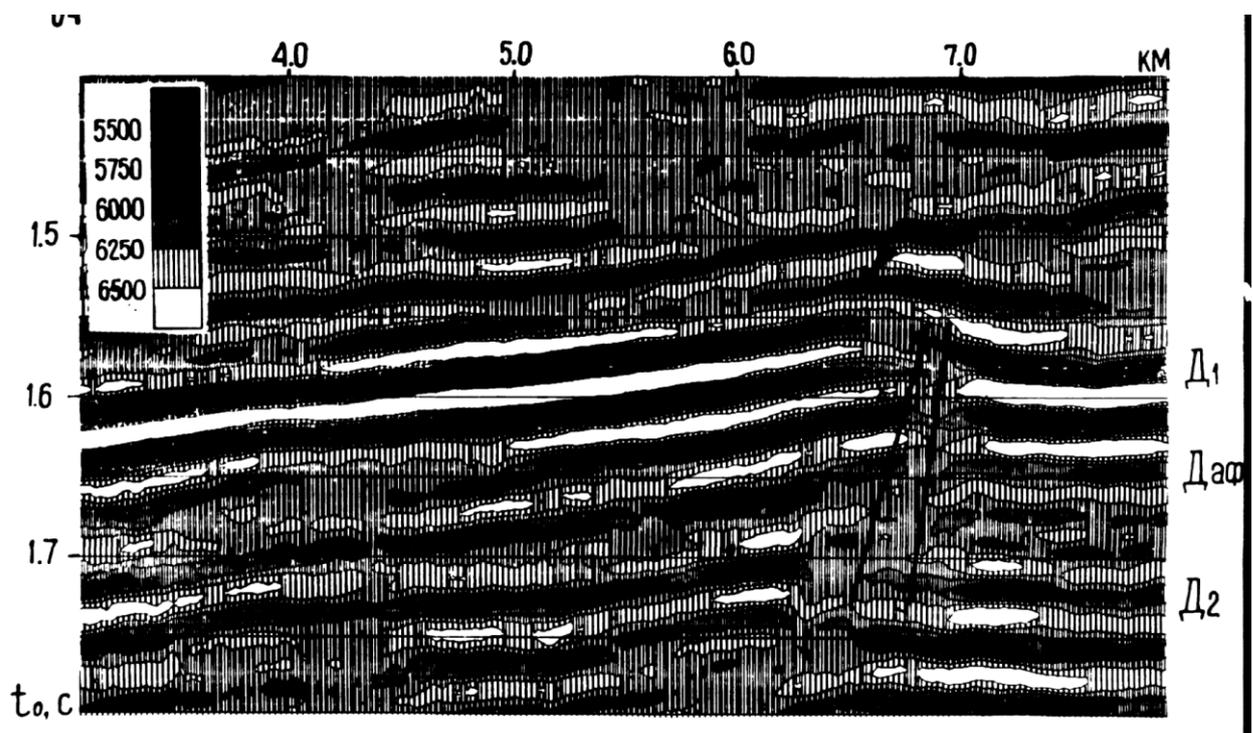


Рисунок 5. 17. - Временной разрез через Акьярский разлом
(по данным с/п 9/94-95, ОГЭ, ЦГЭ).

5.6.6 Миграция сейсмических разрезов

Миграция (буквальный перевод английского слова migration — перемещение) производится с целью получения истинных изображений сейсмических границ, на которых волны образовались. Необходимость миграции обусловлена тем, что при пользовании схемой вертикального луча вместо нормального сейсмического луча изображения границ будут искажены вследствие сейсмического сноса.

Принцип сейсмической миграции иллюстрирует рисунок 5.18. На нем пять сейсмических трасс временного разреза размещены вдоль вертикальных лучей под соответствующими точками приема и образуют изображение участка отражающей границы без учета сейсмического сноса в виде наклонной линии 1-1. Чтобы получить истинное изображение этого участка границы воспользуемся волновыми фронтами в виде дуг окружностей радиусов $r_j = V_{cp}t_{0j}$, центры которых находятся в соответствующих точках приема x_j профиля наблюдений. Общая касательная 2-2 к построенным волновым фронтам определяет истинное положение участка отражающей границы. При этом сейсмические трассы оказываются ориентированы по направлениям нормальных лучей.

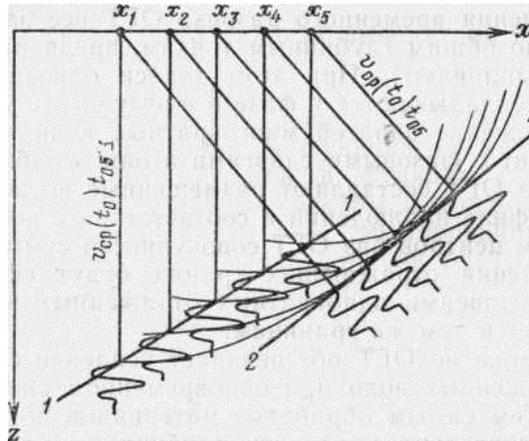


Рисунок 5. 18. - Миграция в глубинной области (В. В. Знаменский, 1991)

5.6.7 Преобразование временного разреза в глубинный

Другая, более привычная для геолога, форма представления данных сейсморазведки — глубинный сейсмический разрез, на котором изображены сейсмические границы в масштабе; глубина z , горизонтальное расстояние x .

Временной разрез t_0, x преобразуют в глубинный разрез z, x пересчетом времени t_0 на глубину h

$$h = T_0 V_{ср} / 2 \quad (5.30)$$

где $V_{ср}$ — средняя скорость до отражающей границы.

Для выполнения такого преобразования необходимо, чтобы на временном разрезе были прослежены отражающие границы, что осуществимо только при относительно простой волновой картине, не искаженной наложением (интерференцией) сейсмических волн. В районах со сложной геометрией отражающих границ для преобразования в глубинные следует использовать мигрированные временные разрезы, на которых учтен сейсмический снос.

5.6.8 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 залега-

ния 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.

5.7 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 «Полевая геофизика» (всего один семестр) в данном пособии мы ограничиваемся стандартной задачей сейсморазведки – структурной сейсморазведкой. Остальные перечисленные методы в кратком изложении будут даны в завершающем разделе 9 – «Нестандартные задачи геофизики».

5.7.1 Поиски структур (структурная сейсморазведка)

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) проводят для изучения глубины и рельефа поверхности кристаллического фундамента и нижележащих сло-

ев 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 осадочных 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.

5.8 Сейсморазведка 3D. Наземные площадные системы наблюдений 3D.

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

Другой отличительной особенностью работ 3D является возможность использования на этапе обработки информации о пространственных годографах 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). Наиболее полно достоинства 3D сейсморазведки могут быть реализованы при полнократной схеме выполнения съемки. Под полнократной понимается съемка, в которой источники и приемники распределены на местности по равномерной двумерной сетке с фиксированными расстояниями между источниками и приемниками. Все остальные виды 3D-съемки являются упрощенными вариантами полнократной съемки и, как правило, имеют определенные недостатки, связанные с некоторыми упрощениями в расположении линий

приема и/или возбуждения. По мере накопления опыта работ с такими системами и получения признания их высокой результативности были предложены и приняты к опробованию достаточно сложные регулярные системы наблюдений. В настоящее время регулярные площадные системы наблюдений достаточно высокой сложности являются приоритетными в практике сейсморазведочных работ. Однако в некоторых случаях на практике применяются отдельные упрощенные модификации как регулярных, так и нерегулярных систем наблюдений. По этой причине знакомство с их структурой представляет определенный интерес для геофизиков-сейсморазведчиков.

Сейсморазведочные работы по пространственной методике 3D на Западе были начаты в середине 70-х годов прошлого века. Однако следует заметить, что методика массовых пространственных зондирований методом отраженных волн была предложена и реализована в СССР еще в 1975 г. Завьяловым В. Д. (Завьялов и др., 1957). По этой методике относительно короткие базы наблюдений располагались на площади исследований произвольно с учетом возможностей местности. По результатам этих исследований получали структурные карты отражающих горизонтов, которые имели более высокую пространственную разрешенность. Однако по целому ряду объективных причин (малая канальность аналоговых сейсморазведочных станций того времени, низкая кратность наблюдений, несовершенные "ручные" приемы обработки и др.) предложенная технология работ в те годы в СССР не получила широкого распространения на практике. Интерес к сейсморазведочным работам с использованием площадных систем наблюдений в СССР вновь возник лишь в конце семидесятых годов, когда такие работы начали достаточно активно пропагандироваться на Западе. В СССР (России) технология 3D начала применяться в начале 80-х годов в Предкавказье (район г. Грозного), в Западном Казахстане (месторождение Тенгиз) и в Западной Сибири.

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. Посте-

пенно, 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.

5.9 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. Разрешающая способность сейсморазведки по вертикали и горизонтали.
7. Физические и геологические основы сейсморазведки
8. Методика и техника полевых сейсморазведочных работ.
9. Сейсморазведка 3Д и ее преимущества
10. Цифровая обработка сейсмических материалов
11. Интерпретация вертикального годографа.
12. Сейсмические эффекты – основа прямых поисков нефти и газа
13. Годографы основных типов волн.
14. Физические и геологические основы сейсморазведки
15. Методика и техника полевых сейсморазведочных работ.
16. Преимущества МОГТ в сейсморазведке
17. Поверхностные волны.
18. Продольные и поперечные сейсмические волны
19. Статические и кинематические поправки в сейсморазведке
20. Основы геометрической сейсмики

21. Соотношение годографов сейсмических волн различных типов
22. Применение сейсморазведки при решении геологических задач
23. Образование сейсмических волн
24. 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 [1,2,3,4,10,16,23,24].

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 подпочвенного 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 относятся 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 натурально-

го 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. Радиометры, позволяющие анализировать энергетический спектр гамма-излучения, называют гамма-спектрометрами, а приборы, предназначенные для изучения альфа-радиоактивности газов, — эманометрами.

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. Аэрорадиометрическая 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 радио-

метрии 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 эманлирующей 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 по-

лезных ископаемых. Они позволяют изучать техническое состояние скважин — определять диаметр, профиль, угол и азимут наклона скважин; выявлять места притоков вод и устанавливая зоны их затрубной циркуляции; устанавливать качество цементации, характер распределения цемента в затрубном пространстве и т. д. [4,10,15,]

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 так-

же 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).

7.2 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; фильтрация 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).

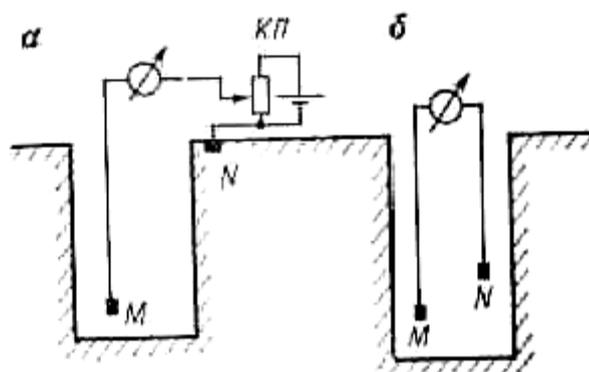


Рисунок 7.1 - Схема проведения измерений потенциалов (а) и градиент-потенциалов

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

7.3 Каротаж сопротивления

Электрический каротаж 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.

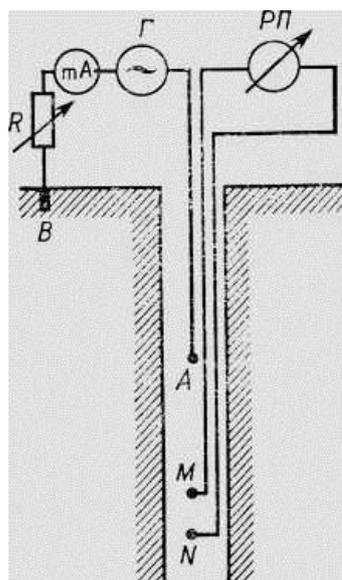
Удельное сопротивление нефтегазонасыщенных пород.

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

7.4 Каротаж сопротивления обычными зондами

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.



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).

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 are connected to the rock through a clay solution filling the well. Powering of the current electrodes A and B from the power block and the supply of the potential difference ΔU to the recording instrument are carried out through the wires of the cable.

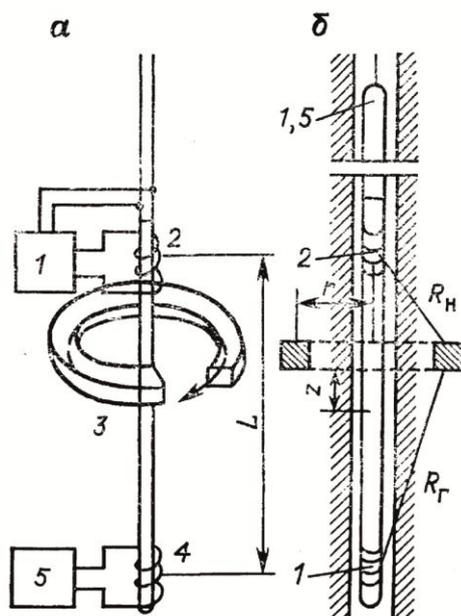
7.5 Боковое каротажное зондирование

Основная цель бокового каротажного зондирования (БКЗ) заключается в определении истинного удельного сопротивления пластов и в выделении пластов-коллекторов. Методом БКЗ в продуктивной части разреза в скважине измеряют кажущееся сопротивление пластов несколькими градиент-зондами (реже по-

тенциал-зондами) различной длины.

7.6 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).

7.7 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.

7.8 Акустический каротаж

Акустическим каротажем 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.

7.9 Методы контроля за техническим состоянием скважин

7.9.1 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.

7.9.2 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 , соответствующий 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 диа-

метра ($d_c < d_H$) 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 бурильных 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.

7.9.3 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.

7.9.4 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.

7.10 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 полостью 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.

7.11 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.

7.12 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 картаж КС и ПС, ГК и НГК, кавернометрию. Расчленение пород по разрезу скважины рассмотрим на примере трех типов разрезов: терригенного, карбонатного и карбонатно-гидрохимического.

Терригенный разрез. При изучении песчано-глинистого разреза, представленного главным образом песками, песчаниками, алевролитами и глинами, основное

значение имеют диаграммы электрического каротажа, гамма-каротажа и кавернометрии.

Карбонатный разрез. Стандартный комплекс геофизических исследований в скважинах в случае карбонатного разреза позволяет выделить глинистые карбонатные разности, глины и карбонатные коллекторы с межзерновым типом пористости. Для расчленения разреза применяют, как правило, еще диаграммы ГГК и АК. На диаграммах ПС и ГК выделяются максимумами пласты глин и минимумами чистые карбонатные разности. В остальных случаях кривая ПС против карбонатных пород обычно усложнена в результате большого влияния пластов высокого сопротивления и, в целом, малохарактерна.

Карбонатно-гидрохимический разрез. При наличии гидрохимических осадков, наиболее распространенными из которых являются галит, сильвин, гипс и ангидрит, каротаж ПС не используют, так как скважину бурят на соленой воде; из методов каротажа сопротивления применяют только БК и МБК. На кривых КС гидрохимические осадки выделяются как однородные пласты высокого сопротивления. Основное расчленение разреза выполняют по диаграммам радиоактивного (НГК, ГК, ГГК), электрического (БК, МБК) и акустического каротажа. На кривой ГК гидрохимические осадки отмечаются минимальными показаниями (за исключением сильвина вследствие присутствия в нем радиоактивного изотопа ^{40}K). На кривой НГК максимальными показаниями характеризуются пласты ангидрита, галита и сильвина (при отсутствии каверн), плотных доломитов и известняков; минимальными показаниями отмечается гипс вследствие его высокого водородосодержания (химический состав гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Расчленение разреза скважины заканчивается построением предварительной литологической колонки, которая уточняется в дальнейшем на основании керна, шлама и образцов, отобранных боковыми грунтоносами.

7.13 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 скважины , диаметра, и профиля скважины.
7. Наиболее оптимальный комплекс каротажа при изучении терригенного разреза.
8. Наиболее оптимальный комплекс каротажа при изучении карбонатного разреза.
9. Наиболее оптимальный комплекс каротажа при изучении терригенного разреза.
10. Наиболее оптимальный комплекс каротажа при изучении магматических, метаморфических пород.
11. Оценка нефтегазоносности, водонасыщенности коллекторов методами ГИС.
12. Методы контроля за техническим состоянием скважин

8 Комплексирование геофизических методов

В силу неединственности и некорректности решения обратных задач математической физики количественная интерпретация любого геофизического метода многозначна [4,11]. 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 геообъектов 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.

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 од-

ним 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 рациональных, 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 искомым 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 происхожде-

ния. 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 относительными 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 грозových 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 поверок и устранены введением поправок (например, поправкой за сползание нуля-пункта прибора в грави- и магнито-разведке). 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.

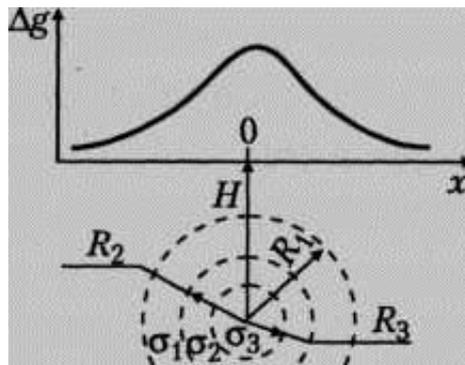


Рисунок 8.1 - Теоретическая эквивалентность в гравиметрии: поле сферы

(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 элек-

трического 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 отдельно.

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 простирание магнитных, гравитационных и других геофизических аномалий тесно связаны между собой и отражают форму и простирание 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 простирания 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 глубинных 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

9 Факультативный раздел. Нестандартные задачи геофизики

9.1 Прогнозирование геологического разреза (ПГР)

Направление в интерпретации сейсморазведки под названием «Прогнозирование геологического разреза» сокращенно ПГР возникло в связи с ограничениями в возможностях интерпретации для решения только структурных задач и необходимостью в процессе геологоразведочных работ поисков ловушек неантиклинального типа [10]. При этом исходили из установленного факта, что необходимая информация содержится в самой сейсмической записи. В процессе интерпретации из сейсмических данных извлекается и используется большое количество параметров волнового поля, которые получили название сейсмических атрибутов. В общем случае сейсмическим атрибутом может быть назван любой количественный или качественный параметр, извлеченный из сейсмических данных. Например, к атрибутам можно отнести времена прихода сейсмических волн, а следовательно, годографы волн и определяемые на их основе многочисленные варианты сейсмических скоростей. Рассмотрим два алгоритма оценки скорости продольной волны по сейсмическим данным.

9.1.1 Определение скоростной модели среды

По результатам изучения скоростей составляют модели (разрезы) эффективной $V_{эф}$, средней $V_{ср}$ и пластовой $V_{пл}$ скоростей. Каждая такая модель представляет скоростной разрез во временной t , x или глубинной z , x области. Исходными данными для определения скоростной модели среды служат зависимости эффективной скорости от времени t_0 — $V_{эф}(T_0)$ и $V_{эф}(x)$. Если используются данные скоростного анализа в виде вертикальных и горизонтальных спектров скоростей $V_{огт}$, то их необходимо предварительно пересчитать в значения $V_{эф}$ согласно:

$$V_{эф} = V_{огт} \cos \varphi \quad (9.1)$$

Скоростная модель используется для решения некоторых задач, связанных с изучением вещественного состава и коллекторских свойств пород геологического разреза. Кроме того, что величина скорости тесно связана с литологией пород, часто ее пониженным значениям соответствуют интервалы пород разреза с улучшенными коллекторскими свойствами (неструктурные ловушки) и обнаружение таких ловушек представляет большой разведочный интерес.

9.1.2 Псевдоакустический каротаж (ПАК)

Сейсмическую трассу с записями отраженных волн можно рассматривать как кривую, характеризующую изменение коэффициента отражения. Сейсмические записи однократных отраженных волн с помощью обратной фильтрации преобразуются в короткие пикообразные (единичные) импульсы, после чего их можно рассматривать как коэффициенты отражения. Коэффициенты отражения, в свою очередь, можно пересчитать в акустические жесткости.

Целью ПАК обычно бывает расчет не акустической жесткости, а прогнозной величины скорости в пластах. Для пересчета акустической жесткости в кривую псевдоакустического каротажа используют эмпирические зависимости между скоростью и плотностью или принимают, что плотность по разрезу не изменяется и тогда кривую акустической жесткости рассматривают как кривую ПАК. Несмотря на сделанные допущения, в некоторых случаях удается получить хорошее приближение кривых ПАК к отфильтрованным в том же частотном диапазоне, что и сейсмические трассы, кривым акустического каротажа.

Количество атрибутов, которые можно извлечь из сейсмической информации, огромно и их число быстро растет (Воскресенский, 2010, стр214-252). Наиболее наглядными из них являются амплитуда и частота сейсмического сигнала.

Основой для определения атрибутов является детальный анализ сейсмических изображений - разрезов, кубов данных, сейсмических поверхностей (карт), а также исходных данных для получения изображений - сейсмограмм. Атрибуты используются для наглядной визуализации информации о конкретных особенностях геологического разреза, проявляющихся в сейсмических волновых полях. Например, атри-

буты, отображающие амплитудный или частотный состав волнового поля, могут подчеркивать места скопления УВ; атрибуты, детально характеризующие геометрию границ, могут указывать на существование малоамплитудных нарушений и т.д.; установления их корреляционных связей с коллекторскими свойствами пород по скважинным данным для последующей интерполяции скважинных данных на всю площадь исследований при условии, что атрибуты определены по всей площади.

9.2 Выявление и трассирование тектонических нарушений и поиски приразломных структур

Используя перечисленные ниже методические приемы, привлекая в процессе интерпретации различные виды сейсмической информации, удастся с высокой точностью выделять на временных разрезах тектонические нарушения, а затем трассировать их по площади. Все эти приемы в совокупности позволяют повысить эффективность сейсморазведки в геологоразведочном процессе [29,30,31].

9.2.1 Анализ сейсмической информации

При выделении тектонических нарушений по данным сейсморазведки в первую очередь осуществляется анализ сейсмической информации по временным разрезам. На данном уровне получения и предоставления сейсмической информации можно говорить о типичных образах тектонических нарушений на временных разрезах. Это - ступенеобразное смещение отражающих горизонтов (рисунок 9.1) , крутой флексуорообразный перегиб (рисунок 9.2), субвертикальная зона резкого затухания сейсмической записи (рисунок 9.3).

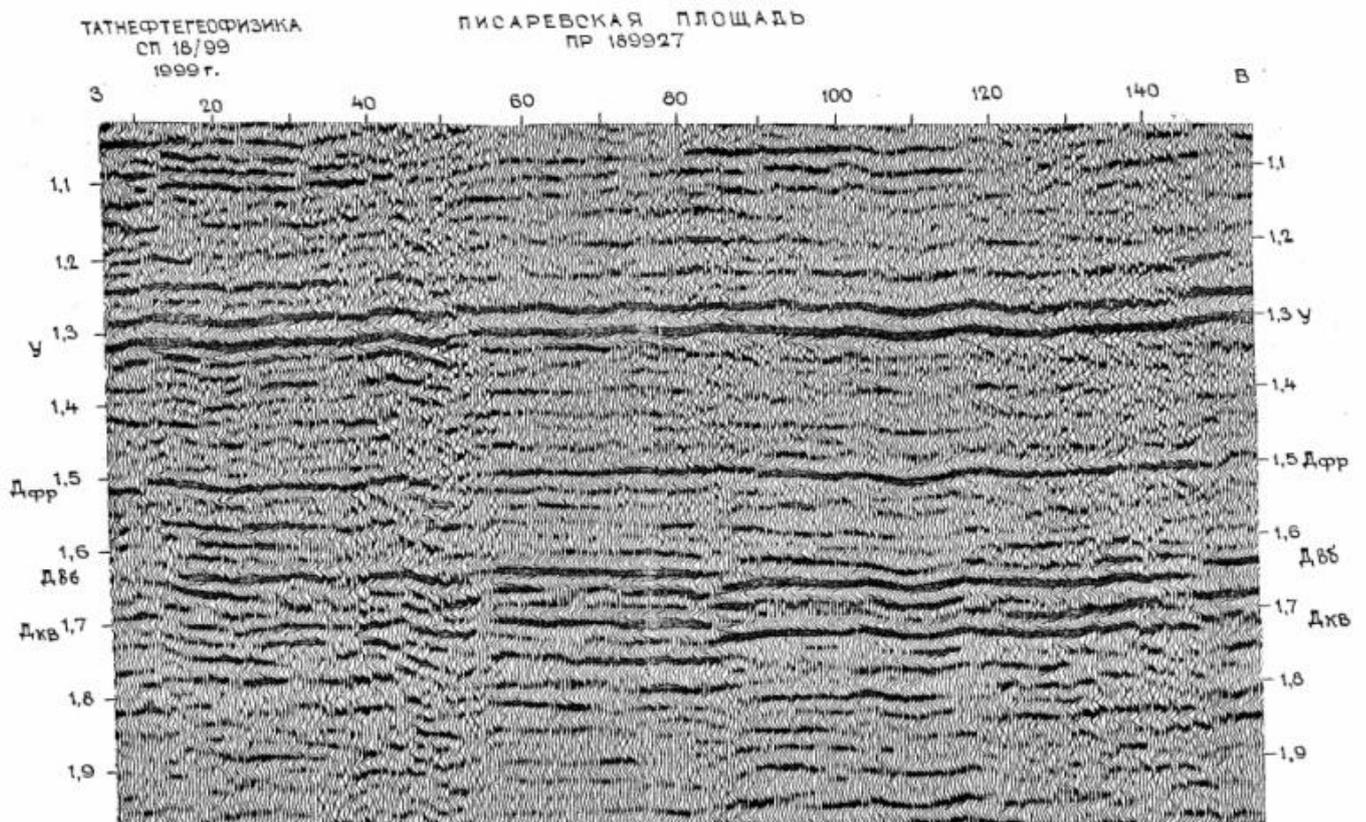


Рисунок 9.1 - Временной разрез (по данным ОАО Татнефтегеофизика, 2000 г)

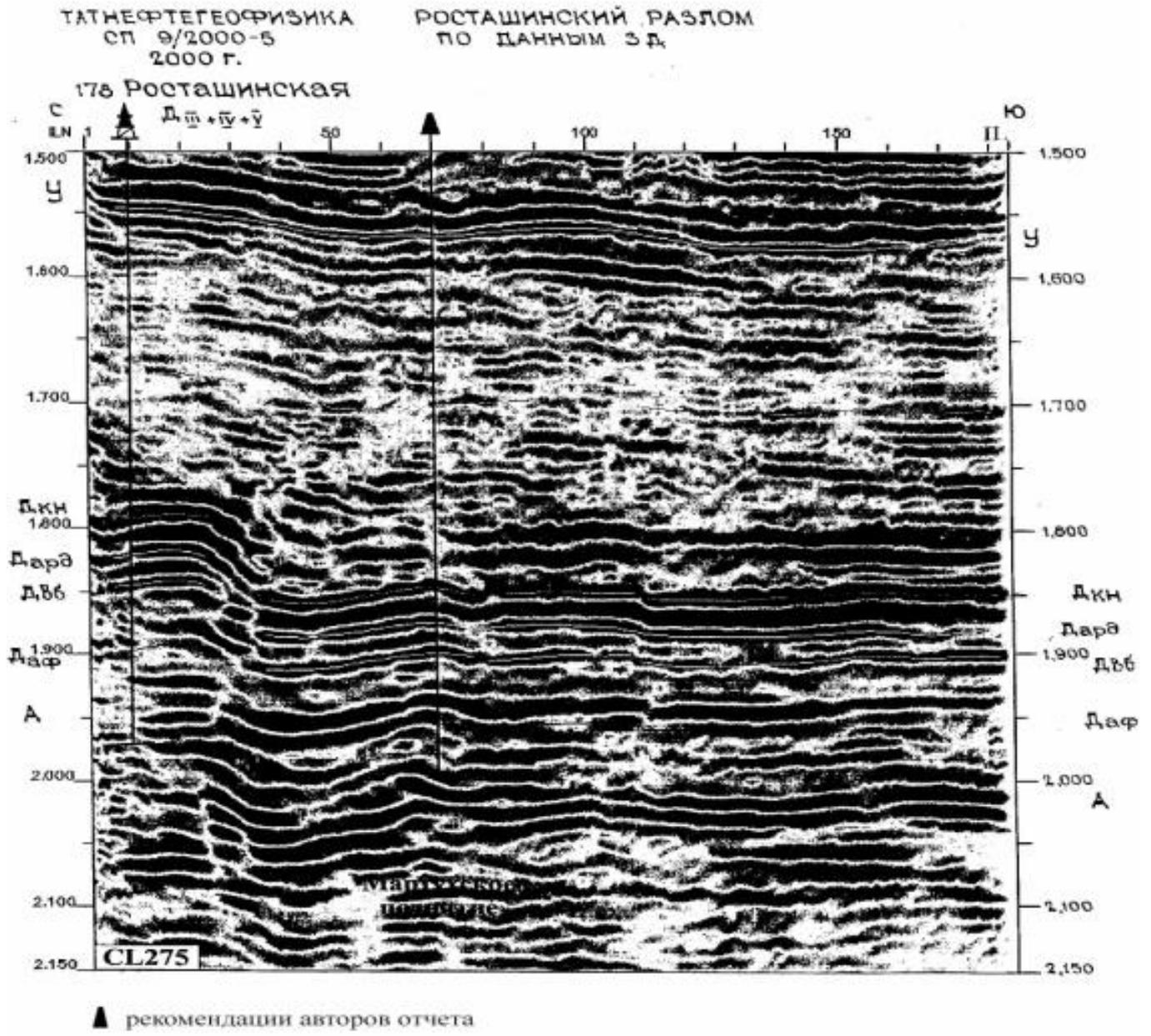


Рисунок 9.2 - Временной разрез (по данным ОАО Татнефтегеофизика, 2001 г).

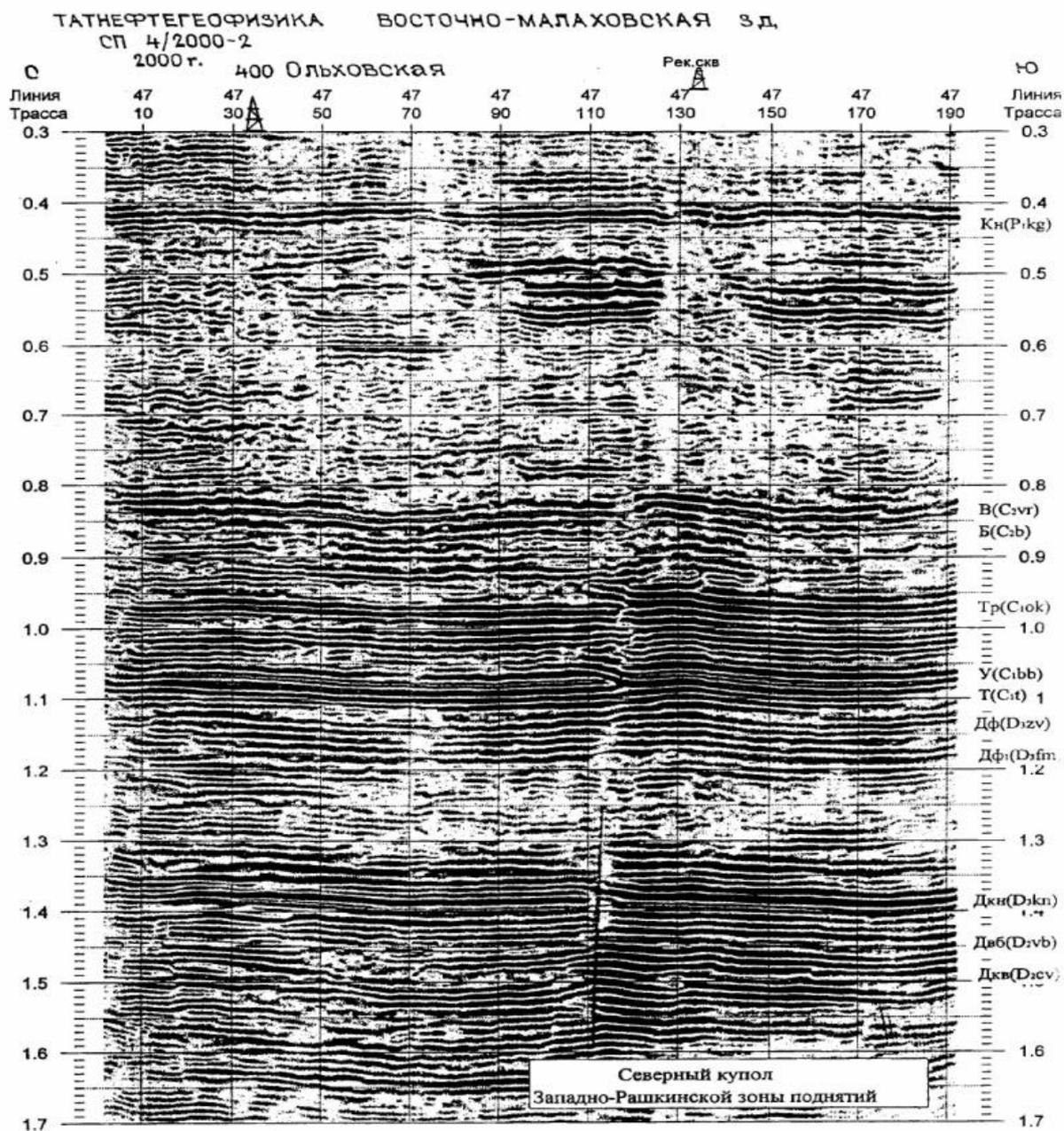


Рисунок 9.3 - Временной разрез (по данным ОАО Татнефтегеофизика, 2001 г.)

Как тип тектонического нарушения, мы рассматриваем узкий антиклинальный перегиб или синклинальный прогиб, часто осложненные разрывным смещением. Такие протяженные структуры были выявлены впервые Ф.И.Хатьяновым [4] и названы зонами горстовидных поднятий (ЗГП) и грабенообразными прогибами.

9.2.2 Составление топонимических схем

Для наглядности процесса анализа волновой картины по временным разрезам нами составляются "топонимические" схемы. Разработана система условных знаков, которая включает: цвет для определенной группы отражений, качество отражающих горизонтов в 4-х градациях (хорошее, удовлетворительное, отсутствие отражения и хаотическая запись), морфологические особенности поведения отражающих горизонтов (погружение или воздымание ОГ, антиклинальный или синклинальный перегиб, скачкообразное смещение, выклинивание и др.).

Перечисленные особенности отражающих горизонтов прослеживаются от профиля к профилю, условными знаками наносятся на схему расположения профилей вначале одного направления, затем другого. Таким образом составляются 2 топонимические схемы. Сопоставляя или накладывая обе схемы друг на друга, создается сводная топонимическая схема. Она является черновым вариантом тектонической модели площади [3].

9.2.3 Построение временных палеоразрезов по профилям

Как отмечалось выше, тектонические нарушения, особенно малоамплитудные, на временных разрезах в явном виде проявляются редко. Поэтому для их выделения необходимы дополнительные приемы. В частности, для этой цели нами используются палеовременные разрезы и карты изохрон дельта Т. В качестве базисного горизонта нами выбран отражающий горизонт У, приуроченный к кровле бобриковского горизонта. В изохронах Δ Т У-Д находят отображение разломы девонского времени проявления. На девонское время приходится несколько фаз тектогенеза [1]. Одна из наиболее активных – среднефранская охватила все районы Оренбургской области.

На палеовременной разрез выносятся значения по всем более или менее протяженным осям синфазности, включая слабые, промежуточные отражения. Это позволяет получить более полную характеристику изменения волнового пакета с разных сторон от тектонического нарушения (рисунок 9. 4).

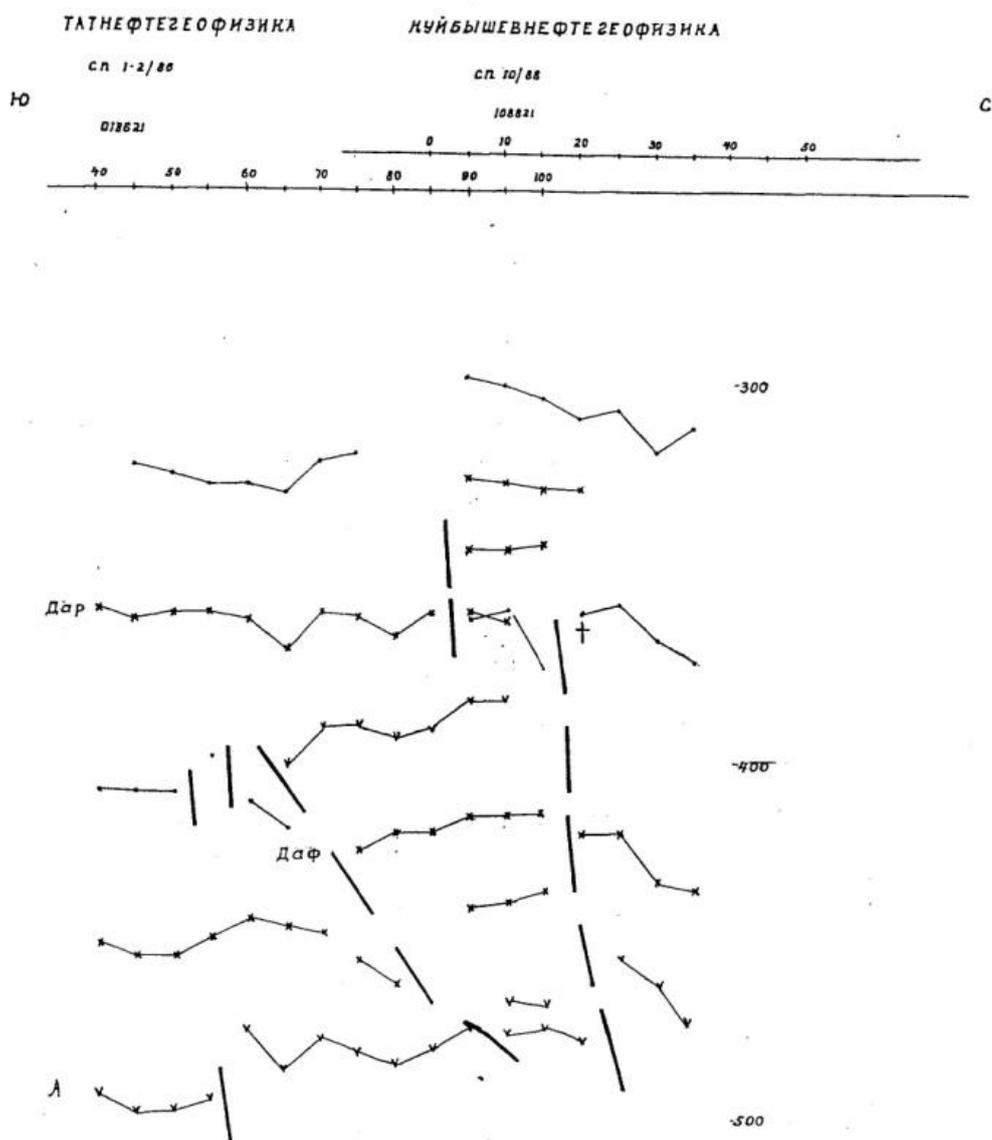


Рисунок 9.4 - Палеовременной разрез (составлен Соколовым А.Г., 2010 г., монография).

9.2.4 Составление карт изохрон

При интерпретации сейсмического материала по площади с целью трассирования тектонических нарушений последние должны получить подтверждение на картах изохрон интервального времени. Строятся карты изохрон для нескольких отражающих горизонтов, как правило, для кровли и подошвы терригенного девона, для Даф (Двб), для Дкт, Дфр, До и др.

9.2.5 Использование других видов сейсмической информации для обоснования выделения тектонических нарушений

Практика показывает, что для однозначного выделения тектонического нарушения одного стандартного временного разреза недостаточно. В последние годы сейсморазведка освоила новые программы, улучшающие отношение сигнал-помеха, увеличивающие разрешенность записи; различные виды миграции временного разреза в различных сейсмогеологических условиях, новые способы представления информации такие, как модификации Гилберт-преобразования (мгновенные фазы, мгновенные амплитуды, разрезы псевдоакустического каротажа), разрезы в униполярной форме (TRABS), цветные разрезы, временные срезы - результат пространственной сейсморазведки, спектрально-временной анализ (СВАН) и др. Только совместный анализ различных видов отображения сейсмической информации позволяет во многих случаях выполнить более достоверную интерпретацию.

Уникальные возможности использования динамических параметров сейсмических волн для трассирования тектонических нарушений открываются в пространственной сейсморазведке. При съемках 3Д мы имеем возможность получения карт определенного параметра по каждому отражающему горизонту или заранее заданному интервалу сейсмозаписи.

Эффективным инструментом в условиях дизъюнктивной тектоники в методе 3Д является возможность получения кубов когерентности и геометрических атрибутов отражающих границ (углов наклона, азимута падения и др.). Последние характеризуют аномальное поведение отражающих границ в зонах тектонических нарушений (рисунок 9.5).

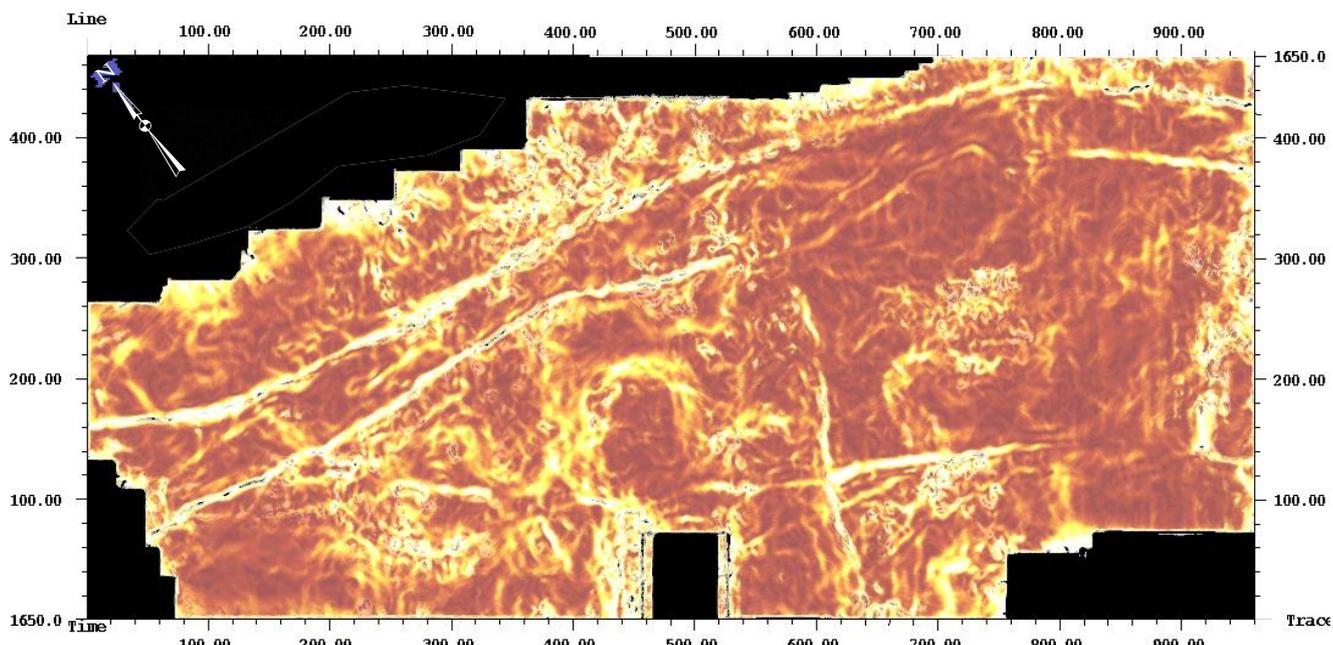


Рисунок 9.5 - Полупрозрачный срез куба 3Д позволяет выделять и трассировать малоамплитудные тектонические нарушения (по материалам сейсморазведки 3Д сп 16/2003 «Тюменьнефтегеофизика»).

Таким образом, используя выше перечисленные методические приемы, привлекая в процессе интерпретации различные виды сейсмической информации, удастся с высокой точностью выделять на временных разрезах тектонические нарушения, а затем трассировать их по площади. Все эти приемы в совокупности позволяют повысить эффективность сейсморазведки в геологоразведочном процессе.--

9.2.6 Роль тектонических нарушений в формировании зон нефтегазоаккумуляции

Тектонические нарушения, свидетельствуя о сейсмической активности Земли, представляют собой убедительный аргумент при доказательствах абиогенного происхождения нефти. Наиболее объективным доказательством неорганического происхождения нефти является приуроченность большинства месторождений мира к линейным зонам разрывных нарушений. Многопластовость месторождений, наличие в них тектонически экранированных залежей, высокий этаж нефтегазоносности

свидетельствует о широко развитых процессах вертикальной миграции УВ. Многие из разломов являются структуроформирующими, контролируют пространственное размещение зон нефтегазонакопления, служат путями миграции глубинных флюидов, оказывают влияние на формирование и переформирование резервуаров и залежей нефти и газа. Установлено, что для формирования и сохранения залежей более важным является не столько наличие структуры, сколько современная активность осложняющих ее разрывных нарушений. Только в динамически напряженных зонах разломов, испытывающих постоянные сотрясения, породы остаются в разуплотненном состоянии и обеспечивают условия для миграции глубинных флюидов. В то же время более древние стабильные разломы залечиваются минеральными новообразованиями и превращаются в экраны, ограничивающие залежи.

Все вышесказанное позволяет считать наиболее протяженные и высокоамплитудные тектонические нарушения или группы их, объединенных по единому генетическому признаку, зонами нефтегазонакопления - ЗНГН. Для ловушек тектонического генезиса используются адекватные термины: приразломные ловушки или структуры, ловушки приразломного типа. Для определения типа ловушек взята за основу классификация И.А. Денцкевича (1997 г.), разработанная применительно к условиям Оренбургской области (см. Соколов А.Г., монография, 2010).

9.3 Решение задач сейсмостратиграфии

При глубокой геологической интерпретации результатов современной цифровой обработки данных сейсморазведки можно обнаружить многие тонкие черты строения изучаемых геологических разрезов, которые нельзя было увидеть на материалах доцифровой сейсморазведки. На геологической интерпретации результатов обработки полного волнового поля, регистрируемого при современной сейсморазведке, развивается новое направление, названное *сейсмостратиграфической интерпретацией* или, кратко *сейсмостратиграфией*. Сейсмостратиграфия основана на анализе динамических и кинематических особенностей волновых полей, преимущественно сейсморазведки МОВ. Качество и надежность полученных результатов интерпретации будет зависеть,

прежде всего от того, насколько снижен в волновом поле уровень помех, т. е. насколько точно оно отражает реальные геологические объекты.

При сейсмостратиграфической интерпретации по характерным изменениям и особенностям волнового поля выявляют отдельные сейсмостратиграфические комплексы в разрезе, получают сведения об условиях осадконакопления, обнаруживают латеральные петрофизические изменения пород разреза, выявляют стратиграфические несогласия и т. п. Все эти сведения используют для прогнозирования нефтегазоносности геологического разреза.

Кратко рассмотрим идеи, положенные в основу решения вышеперечисленных задач [3].

9.3.1 Выявление сейсмостратиграфических комплексов

В геологическом строении платформенной части Оренбургской области принимают участие породы кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Описание разреза осадочного чехла проведено по сейсмостратиграфическим комплексам (ССК), объединяющим породы по условиям осадконакопления, литологическому составу и скоростной характеристике. Границы ССК совпадают с поверхностями несогласий или границами раздела литологически разнородных толщ, к ним приурочены основные отражающие границы. Выделяется семь сейсмостратиграфических комплексов.

В ССК-1 входят додевонские отложения т.е. толщи рифей-венда, ордовика и силура. Все они снизу контролируются поверхностью кристаллического фундамента, которому соответствует опорный отражающий горизонт – А (Ф). Большие территории Оренбургской области характеризуются отсутствием протерозойских отложений. Бавлинские отложения заполняют впадины протерозойского времени. В пределах южного склона Татарского свода, северного борта Бузулукской впадины, Восточно-Оренбургского сводового поднятия эти границы установлены бурением и сейсморазведкой. На территории южного погружения Бузулукской впадины эта граница не установлена из-за больших глубин и недостаточных объемов бурения. Отложения ордовика присутствуют на Соль-Илецком сводовом поднятии и частично

на Восточно- Оренбургском структурном выступе. Отложения силура зафиксированы в Предуральском краевом прогибе. Для районов нашего исследования нас интересуют в основном взаимоотношения рифей-венда и пород фундамента. Контакт между ними – либо тектонический, либо по принципу выклинивания. Фациально породы фундамента характеризуются белым шумом, рифей-венда слоистостью, так как сложены терригенными отложениями.

ССК-2 - нижнедевонско-франский комплекс включает отложения от раннего девона до кыновского горизонта включительно. Эти отложения представляют переослаивание карбонатов и терригенных пород. Это – циклично построенная толща характерная для всего Оренбуржья с регионально выдержанными реперами. Отсутствие этого комплекса наблюдается только в сводовой части Соль-Илецкого сводового поднятия (СИСП), где они были размывы в результате мощного подъема этой территории в франско-фаменское время.

Толщина комплекса увеличивается с севера на юг за счет каждого пласта в отдельности и нижних частей в особенности. В Северо-Кинельском районе комплекс характеризуется отражающими горизонтами в кровле и подошве Д1 и Д2 при общей толщине порядка 150 м. По направлению к югу появляются промежуточные отражения Даф, Дард, Дбс, Дкв. Наиболее полный разрез при общей толщине около 600 м. наблюдается в южном погружении Бузулукской впадины.

ССК-3 – франско-турнейский комплекс сложен преимущественно карбонатными породами. Толщина комплекса закономерно возрастает с востока на запад от 400 м. на границе с Башкирией до 800 м. на границе с Самарской областью. Причем глубоководные карбонаты по разрезу сменяются мелководными, появляются глинистые разности, что приводит к появлению локально распространенных отражающих горизонтов: До – мендым, Дфр – кровля франского яруса. Наиболее устойчив, прослеживаясь в паре с отражающим горизонтом Т – ОГ Дф – кровля фаменского яруса. Это – граница среди карбонатов, отличающихся по плотности.

В этом комплексе локально в пределах Колганско-Борисовского палеобассейна к северу от Оренбургского вала присутствует терригенная толща, получившая название колганской. Толщина ее колеблется от 200 м. вблизи с границей Соль-

Илецкого сводового поднятия – основного источника сноса терригенного материала до 0 на северной границе бассейна. Так же локально прослеживаются до трех отражающих горизонтов, имеющих общее название Дкт (в частности, Дкт-кровельное, Дкт-подошвенное).

ССК-4 – визейско-окско-башкирский состоит из терригенных отложений визейского возраста, карбонатов и сульфатов окского и серпуховского и карбонатов башкирского возраста. Толщина комплекса возрастает с севера на юг от 200 м до 400 м и локально увеличивается в центральной части Муханово-Ероховского прогиба на 400 м за счет терригенного визе. Так же локально комплекс увеличивается в СИСП примерно на 200 м за счет увеличения толщины башкирских отложений. Основные отражающие горизонты комплекса: У – кровля бобриковского горизонта, Тр – кровля окского и Б – поверхность башкирских отложений.

ССК-5 – верейско-каширско-подольско-нижнепермский комплекс преимущественно сульфатно-карбонатного состава. В пределах Бузулукской впадины верейский горизонт представлен терригенной фацией и отражающим горизонтом В. Регионально распространен отражающий горизонт от кровли артинского горизонта Арт (А). Более или менее выдержанная мощность комплекса в Бузулукской впадине около 500 м возрастает в сторону Предуральского прогиба до 800 м.

ССК-6 – сульфатно - галогенная толща кунгура имеет повсеместное распространение кроме северо-запада и изменяется по толщине от 0 до 1000 м на юге. В Предуральском краевом прогибе (ПКП) толщина возрастает до 1500 м. Первичное залегание нарушено соляной тектоникой в Прикаспийской впадине, Предуральском прогибе и на Соль-Илецком сводовом поднятии. Практически везде кроме ЮСТС в кровле кунгурского яруса регистрируется ОГ Кн. Как опорная отражающая граница в пределах Южного погружения Бузулукской впадины прослеживается граница смены ангидритов и солей в верхней части кунгурского яруса Кн1'.

ССК-7 – верхнепермский комплекс преимущественно терригенных пород. Толщина увеличивается от 250 м на севере до 1000 м на юге. Еще большие толщины (до 2500 м) комплекса характерны для Предуральского прогиба, где формировалась пермтриассовая моласса. В этом комплексе фиксируется ряд отражений, которые

используются сейсморазведчиками в качестве верхних отражающих горизонтов (ВОГ): Уф, Кл, Гх, Кз.

9.3.2 Изучение условий осадконакопления (сейсмофациальный анализ)

Сейсмические записи имеют характерные особенности, которые позволяют одну группу отражений визуально отличить от соседних отражений. Параллельность осей синфазности групп отражений дает основание предположить равномерное осадконакопление на неподвижной или равномерно опускающейся поверхности. Расходящиеся от синфазности группы отражений могут быть связаны с различием скорости осадконакопления на разных участках профиля. Хаотическая волновая картина свидетельствует либо о чрезвычайно высокой интенсивности осадконакопления, либо о нарушениях, произошедших уже после осадконакопления (например, в результате процессов оползания, скольжения и т. п.). Интервал отсутствия отражений может рассматриваться как свидетельство неизменности литолого-фациальной обстановки (например, относительно однородные морские глины) и т. д.

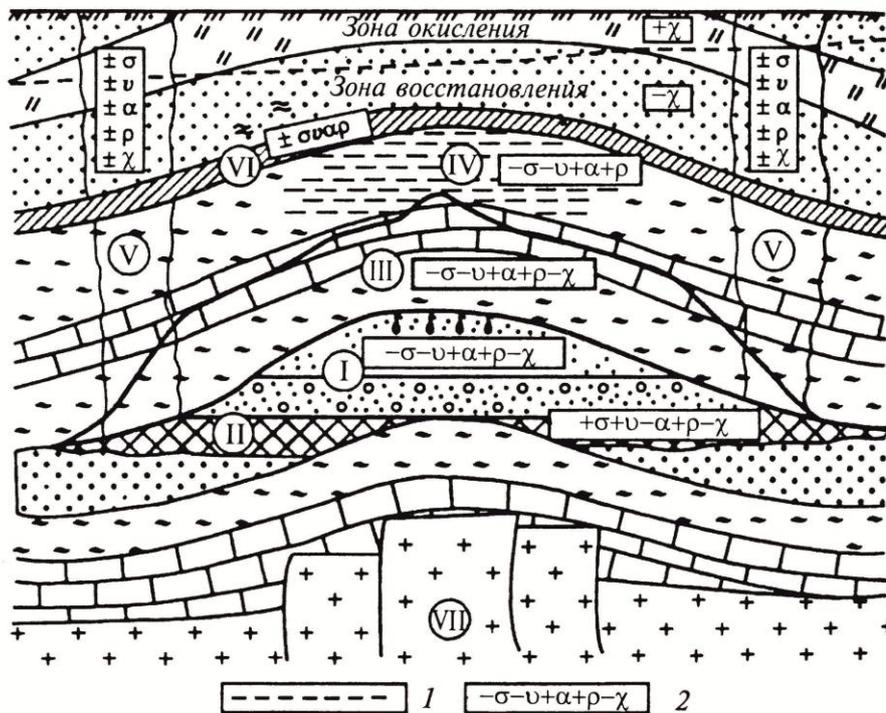
9.3.3 Изучение петрофизических характеристик пород разреза. Прогноз нефтегазовых залежей

С целью установления связи динамических параметров волн с петрофизическими характеристиками пород разреза (литологическим составом, коэффициентом пористости и др.) анализируют изменение формы, интенсивности и других параметров волнового поля от одного и того же отражающего горизонта. Следует заметить, что сеймостратиграфическая интерпретация данных сейсморазведки находится еще на начальном этапе своего развития и ее результаты, во многом зависят от компетентности и опыта геофизика или геолога-интерпретатора.

9.4 Прямые поиски залежей нефти и газа

Можно выделить семь различных факторов, влияющих на геофизические поля над месторождением. Это влияния:

- 1) залежи нефти и газа;
- 2) запечатывающего слоя;
- 3) ореола вторжения углеводородов (зоны АВПД);
- 4) разуплотнения пород в сводах структур;
- 5) субвертикальных зон неоднородностей (разнонапряженных состояний) пород;



I — залежь нефти и газа; II — запечатывающий слой; III — ореол вторжения; IV — зона разуплотнения пород в своде структуры; V — субвертикальные зоны неоднородностей (разнонапряженных состояний); VI — опорные границы между породами с различными физическими свойствами; VII — фундамент.

1 — граница между зонами окисления и восстановления; 2 — состояние физических свойств пород (относительно пород законтурной части залежи): v — скорость; σ — плотность; ρ — удельное электрическое сопротивление; α — коэффициент поглощения; χ ~ магнитная восприимчивость пород

Рисунок 9.6 - Схема распределения физических свойств пород в пределах нефтегазоносных структур платформенного типа (по В.М. Березкину):

- 6) опорных границ;
- 7) фундамента (рисунок 9.6).

Рассмотрим особенности влияний некоторых из указанных факторов.

9.4.1 Залежь нефти и газа

Аномальные свойства залежи зависят от особенностей физических свойств нефти и газа, а также строения пород коллектора. Физические свойства пород коллектора меняются под влиянием вторичных процессов уплотнения, цементации, минералообразования в поровом пространстве и в трещинах. Нефть же, обладая консервирующими свойствами, затормаживает, а иногда и полностью прекращает процессы аутогенного минералообразования, которые могли бы происходить при наличии воды в порах. Из-за этого скелет породы в водоносной части становится более жестким, чем в области залежи, что приводит к различию физических свойств. В то же время консервирующие свойства нефти сохраняют коллекторские свойства пород без каких-то особых изменений.

Магнитные аномалии от залежей невелики, и они вызваны различием магнитной восприимчивости углеводородов и законтурных вод, а также пород коллектора в области залежи и вне нее.

9.4.2 Запечатывающий слой

Запечатывающий слой образуется в области контактов углеводородов с водой. В этой области происходят процессы растворения минералов, образование кальцита, кварца, пирита и других минералов. Под действием этих процессов уменьшается пористость и увеличивается плотность пород. Все это приводит к образованию слоя закрывающего, или запечатывающего залежь. Мощность такого слоя от нескольких метров до сотен метров. Плотность слоя по сравнению с плотностью пород области залежи увеличивается на 0,20—0,40 г/см³, а иногда достигает и до 0,60 г/см³.

Магнитные свойства пород запечатывающего слоя мало отличаются от магнитных свойств пород в области залежи.

9.4.3 Ореол вторжения углеводородов

Под действием различных процессов при затрудненной миграции флюидов в пластах образуется зона аномально высокого пластового давления (АВПД) — на 10—20 % выше нормального гидростатического давления. Под влиянием АВПД в нижней части глинистой толщи-покрышки появляется ореол вторжения углеводородов.

В ореоле вторжения углеводородов увеличивается пористость, уменьшается плотность, повышается нефтегазонасыщенность. Такие же изменения физических свойств могут происходить и в локальных глинистых отложениях внутри залежи, увеличивается пористость и пород-коллекторов залежи углеводородов.

9.4.4 Разуплотнение пород в сводах структур

В пределах отдельных структур наблюдается увеличение песчаности терригенных пород по направлению от крыльев структуры к ее своду, т.е. эти породы становятся грубее. В случае карбонатных отложений известняки больше всего залегают на сводах структур, а доломиты — на крыльях.

Такие литолого-фациальные изменения пород могут привести к изменению физических свойств пород в горизонтальном направлении, в частности в большинстве случаев плотность пород уменьшается от крыльев структуры к ее своду. Это явление впервые было выявлено Б.А. Андреевым. Оно получило название *ло-слойной зональности*, или латеральной.

Изменение плотности может достигать значительных величин, например для структур Татарии оно равно 0,06—0,19 г/см³ (З.М. Слепак), для структур Азербайджана и Северного Кавказа — 0,15—0,25 г/см³ (И.О. Цимельзон) и др.

Магнитные свойства пород в зонах, расположенных выше залежей, зависят в основном от окислительно-восстановительных процессов, происходящих в них. Здесь выделяются две зоны. Верхняя является зоной окисления, нижняя — зоной восстановления. Верхняя зона обогащена кислородом, азотом, углекислотой, нижняя — углеводородами, азотом и сероводородом.

9.4.5 Субвертикальные кольцеобразные зоны неоднородностей пород

Эти зоны располагаются по периметру залежей углеводородов в крыльевых частях структур, испытывающих наибольшее статическое напряжение с деформациями растяжения и сжатия. Они характеризуются аномально высокими и низкими напряжениями горных пород, которые приводят к увеличению и уменьшению пористости и плотности пород. Например, при растяжении породы дробятся, повышается их трещиноватость и пористость, что приводит к уменьшению их плотности.

Особенностью этих зон является то, что они протягиваются по всему разрезу и отличаются повышенной проницаемостью из-за наличия трещин. По ним происходит перенос вод с различными элементами, повышенный перенос углеводородов при наличии залежей. Под действием процессов, происходящих в них, могут нарушаться первоначальные магнитные свойства пород.

Эти зоны проявляются в гравитационных и магнитных полях изрезанностью кривых, небольшими положительными и отрицательными аномалиями.

9.4.6 Опорные границы

К ним относятся выдержанные в горизонтальном направлении границы осадочной толщи, разделяющие породы с разными физическими свойствами. Их может быть в разрезе много (до 10—15), но основных из них несколько. Перепад плотностей на них может достигать до $0,3—0,5 \text{ г/см}^3$. Эти границы являются гравиактивными и аномалии от нефтегазовых залежей наблюдаются на их фоне.

9.4.7 Фундамент

Основными факторами, определяющими величину и особенности измеряемых на дневной поверхности элементов гравитационных и магнитных полей, являются влияния поверхностей фундамента и неоднородностей его внутреннего строения. Осложняют наблюдаемые поля различные зоны нарушений и разломов в фундаменте, прослеживаемые в осадочной толще. Поэтому при изучении залежей

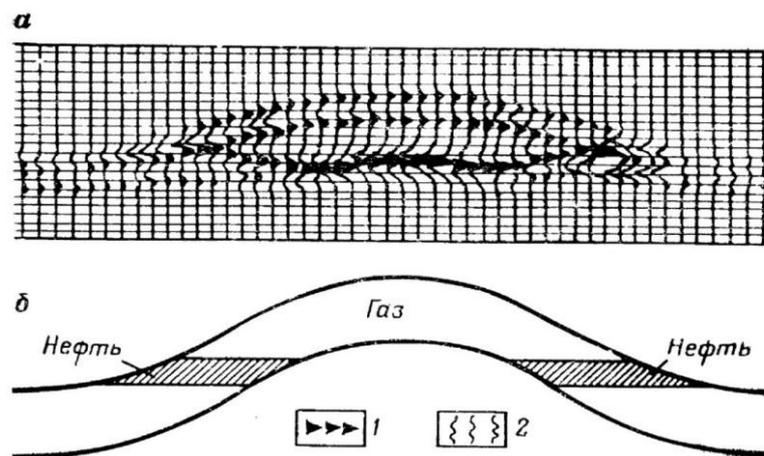
особое внимание нужно уделить влиянию рельефа фундамента и особенностям его строения.

9.4.8 Отображение залежей УВ в волновых полях

Залежь углеводородов вызывает изменение физических свойств вмещающих ее коллекторов: скоростей сейсмических волн, коэффициентов отражения, поглощения и т. д. Вертикальная миграция газов приводит к изменению физических свойств вышележащих пород. Все это находит отражение в особенностях регистрируемых над нефтегазовыми залежами волновых полей. Кратко рассмотрим некоторые из сейсмических эффектов, наблюдаемых над залежами углеводородов.

9.4.8.1 Методика яркого пятна

Поверхность раздела газ — вода или нефть — вода представляет собой границу, на которой скачкообразно изменяется волновое сопротивление, т. е. от нее волны отражаются подобно тому, как от любой другой отражающей границы. Экспериментально установлено, что при благоприятных сейсмогеологических условиях контуры нефтегазовых залежей на динамических временных сейсмических разрезах как бы обрисовываются областями повышенных значений амплитуд отраженных волн, тогда как сама залежь находится в области их низких значений (рисунок 9. 7). Область, оконтуренная на сейсмическом разрезе высокими значениями амплитуд отраженных волн, называется *«ярким пятном»*. Прогнозирование нефтегазоносности по ярким пятнам называется методикой яркого пятна. Причина формирования яркого пятна на динамическом сейсмическом разрезе связана с возрастанием по абсолютной величине коэффициента отражения от поверхности, приуроченной к кровле коллектора при замещении в нем воды нефтью или газом. В результате происходит увеличение амплитуды волн, отраженных от кровли коллектора, и повышенное поглощение волн, распространяющихся через нефтегазовую залежь.



Кривые: 1 – ПАК; 2 – АК.

Рисунок 9. 7 - Модельные записи отраженных волн (а) над нефтегазовой залежью (б) (В. В. Знаменский, 1991).

9.4.8.2 Аномалии поглощения сейсмических волн

Другой поисковый признак — повышенное поглощение сейсмических волн при прохождении их через толщи, насыщенные нефтью или газом. Экспериментально установлено, что коэффициент поглощения α для сравнительно низких сейсмических частот пропорционален частоте. Сейсмические волны, распространяющиеся через пласты, насыщенные водой, нефтью или газом, поглощаются в различной степени и это сказывается на их интенсивностях (амплитудах), частотном (спектральном) составе и других характеристиках.

Поглощение сейсмических волн можно изучать непосредственно по полевым сейсмическим записям, измеряя на них амплитуды, частоты и др. Обычно предполагается, что на сейсмических записях содержатся только однократные отраженные волны. Не учитывается ослабление сейсмических волн при их отражении и преломлении на промежуточных границах. Поэтому вычисленный параметр поглощения отличается от истинной величины коэффициента поглощения α и называется *коэффициентом затухания волны* β . Коэффициент затухания β вычисляют для разных времен регистрации волн в разных точках профиля наблюдений и строят графики $\beta(x)$. На графиках $\beta(x)$ особый интерес представляют зоны повы-

шенного затухания (аномалии) сейсмических волн, которые могут быть вызваны нефтегазовыми залежами.

Наличие газа в известняке может вызвать уменьшение коэффициента отражения на контакте с глинами и в результате на динамическом временном разрезе в качестве признака газовой залежи будет наблюдаться *«бледное пятно»*. В случаях, когда нефтегазовые залежи контролируются антиклинальными складками, отражение от контакта вода — углеводороды образует на динамическом временном разрезе горизонтальную площадку — *«плоское пятно»*. Часто с залежами углеводородов связано уменьшение (аномалия) частоты сейсмических волн.

9.5 Метод электроразведки ДНМЭ

Дифференциально-нормированный метод электроразведки (ДНМЭ) предназначен для выделения физических эффектов, связанных с залежами углеводородов (УВ) [32]. На основе численного моделирования результатов полевых наблюдений, как электромагнитного поля переходных процессов, так и его дифференциальных трансформант (по пространству и по времени) производится послойное определение всего набора параметров, характеризующих электрические свойства пород (удельное электрическое сопротивление, коэффициент поляризуемости, время релаксации, показатель степени) для всего разреза осадочного чехла. Установлено, что в присутствии залежей УВ эти параметры меняются строго определенным образом.

При проведении работ применяется дипольно-осевая установка с гальваническим возбуждением и приемом поля размером до первых км. С использованием современной аппаратуры на основе 24-разрядного АЦП регистрируются сигналы переходных процессов в интервале от 2 мс до 2 – 4 с шагом дискретизации 0.25 мс. Шаг по профилям — от 50 м до 1 км.

Метод основывается на математической теории, описывающей устанавливающиеся электромагнитные поля в присутствии проводящих и поляризующихся сред и позволяет производить количественное разделение полей электромагнитной индукции (ЕМ) и вызванной поляризации (IP), возникающих при пропускании электрического тока на исследуемой площади. При разработке метода

было установлено, что в присутствии залежей углеводородов (УВ) эти параметры меняются строго определенным образом. Разработанные алгоритмы позволяют не только с высокой точностью выявлять аномалии IP гальванической и индукционной природы, но и проводить их эффективную разбраковку на связанные и не связанные с залежами УВ.

Визуализация результатов ДНМЭ осуществляется отображением геоэлектрических разрезов по исследуемым профилям. На этих разрезах объекты поисков – залежи УВ отмечаются аномальными значениями соответствующих параметров. Ниже представлены результаты по одному из профилей на Братском газоконденсатном месторождении Сибирской платформы (Иркутская область) (рисунок 9.8).

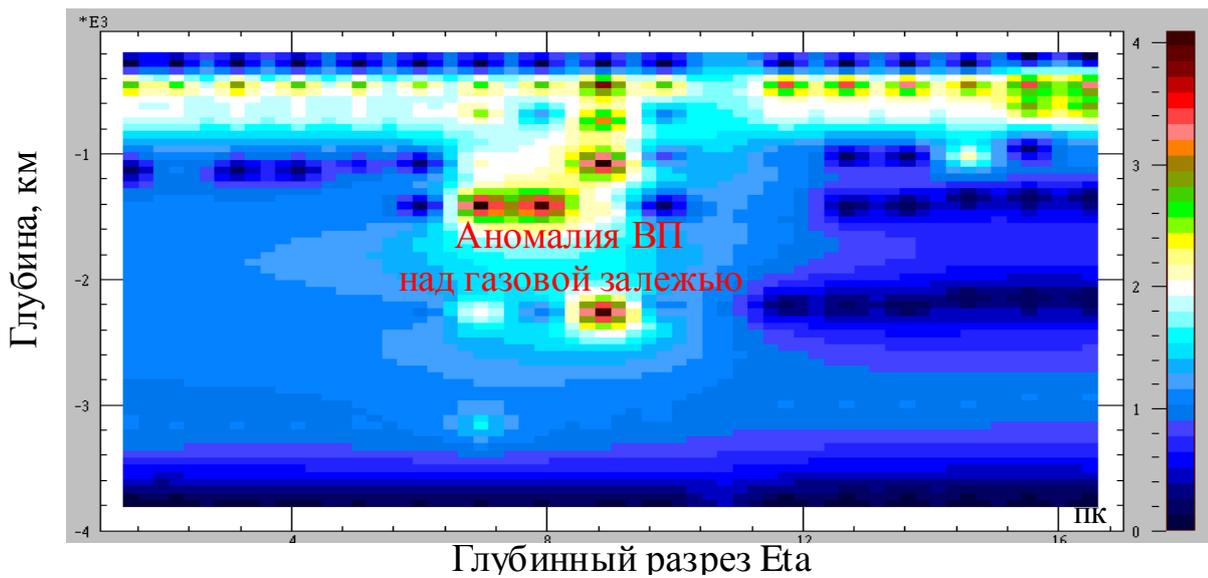
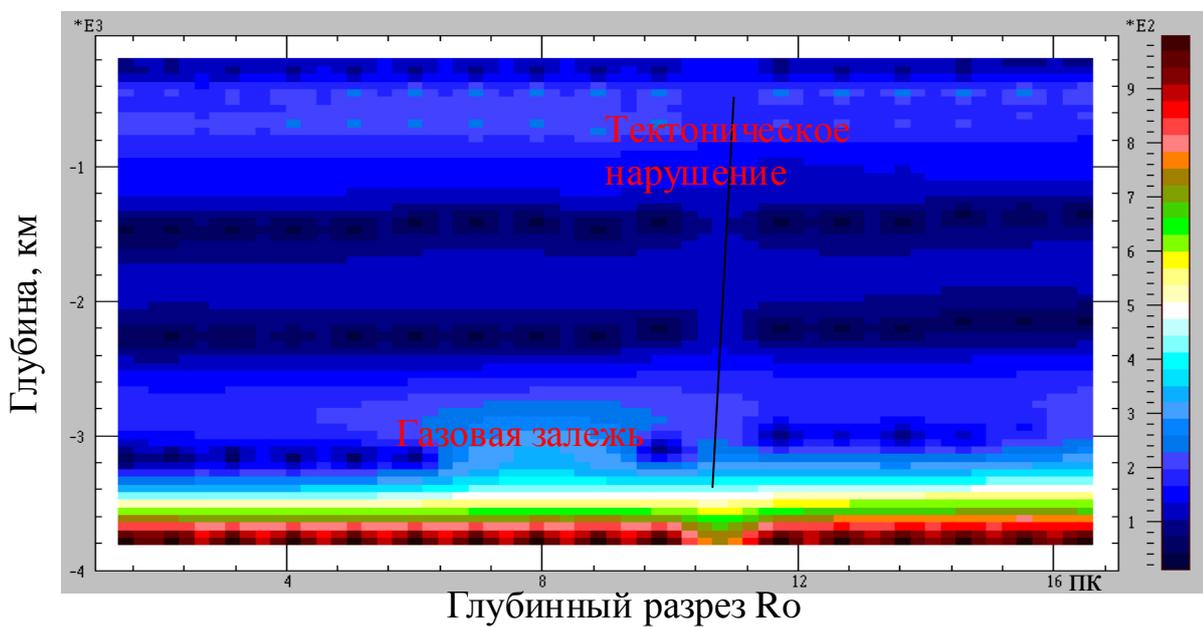
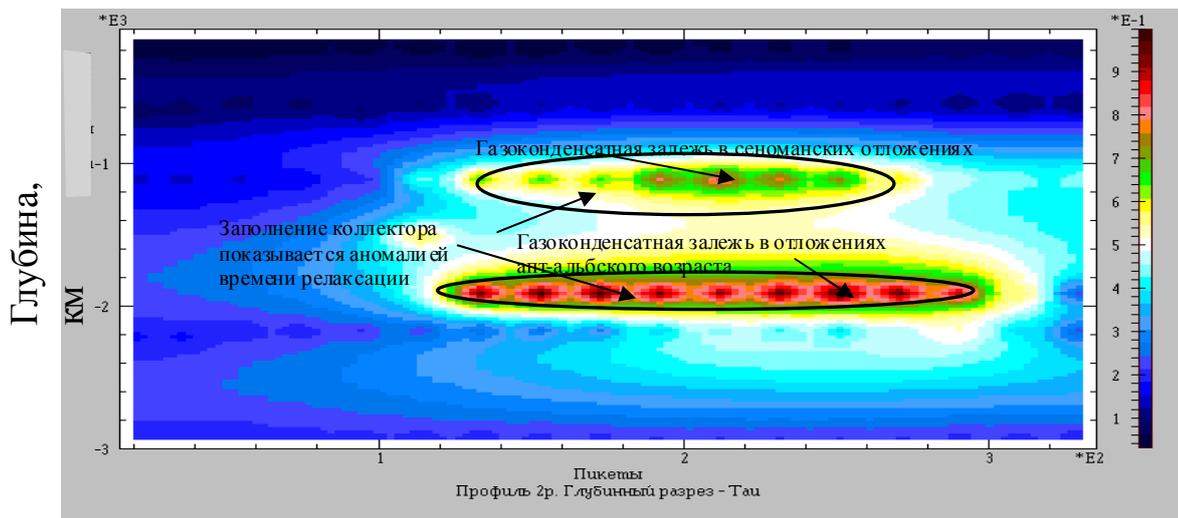


Рисунок 9.8 - Глубинные разрезы изменения электрических параметров по данным ДНМЭ (результаты SGRPC, г. Иркутск, 2004 г.)

9.6 Томография

Томография (др.-греч. Τομή — сечение) — получение послойного изображения внутренней структуры объекта.

9.6.1 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.

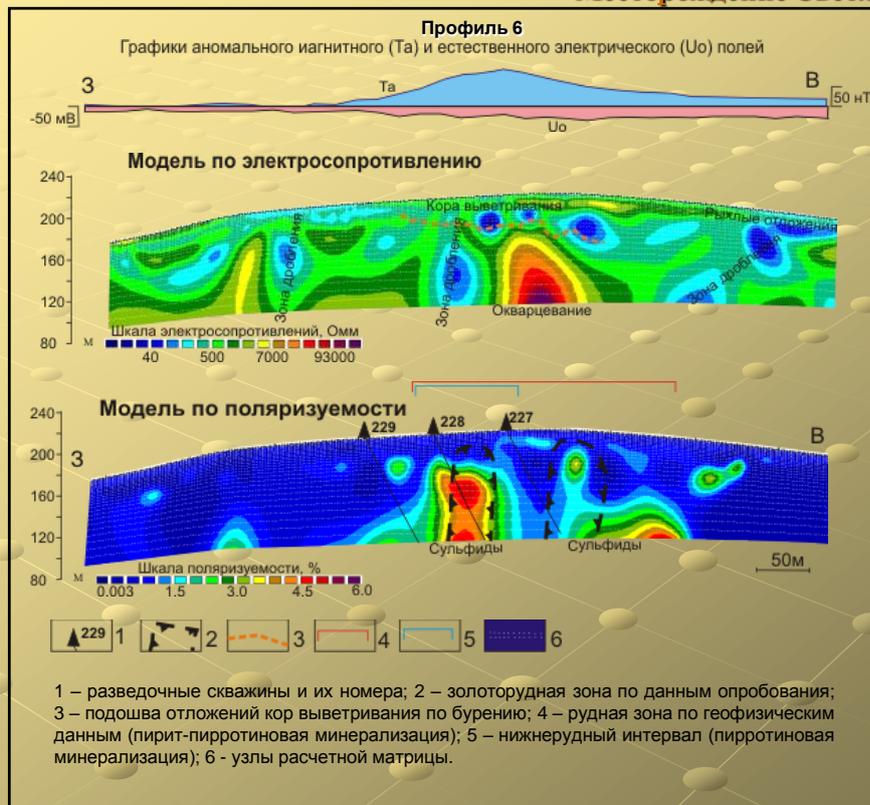
В процессе обработки данных электроразведки осуществляется инверсия — 2D-распределение удельных электросопротивлений (ρ) и поляризуемостей (η) в нижнем полупространстве с точностью, соответствующей полевой погрешности измеренных величин.

В дальнейшем инверсионные разрезы можно обрабатывать по программе IPI и наделять «геологическим содержанием»



Поиски и оценка золоторудных объектов

Месторождение Светлое



Представлены результаты электротомографических работ и последующего бурового опробования на одном из перспективных золоторудных объектов. Как видно, на инверсионной модели по поляризуемости золоторудные зоны пространственно совмещены с сильно поляризуемыми телами с размерами около 50x150м при η , равной 2-6%. Восточнее от установленных рудных объектов на глубине около 50м вероятно наличие еще одного рудного тела. Отсутствие поляризующихся объектов в самой верхней части разреза объясняется развитием кор химического выветривания, и как следствие, полным разложением сульфидов. На модели по электросопротивлению наиболее ярко проявляется участок окварцевания, расположенный между золоторудными телами. Аномально высокие электросопротивления (до 100000 Омм и более) подтверждены данными ГИС. Линейно-вытянутые субвертикальные низкоомные (менее 300 Омм) объекты отождествляются с зонами дробления. Такие же, но субгоризонтальные тела соответствуют отложениям кор выветривания. Поверхностные рыхлые образования характеризуются электросопротивлениями (300-7000 Омм). Такой объем информации, судя по предшествующему опыту, стандартными методами получить невозможно.

Рисунок 9.9 - Электротомографический разрез (по данным ООО Сибирьгеофизика, 2013 г.)

9.6.2 Сейсмотомография

Сейсмическая томография [27] базируется на измерении скоростей объемных и поверхностных сейсмических волн, направленных таким образом, чтобы "просветить" интересующее геофизиков непрозрачное тело, например массив горных пород, который исследователь не может непосредственно наблюдать. Скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн составляют в горных породах обычно несколько километров в секунду и увеличиваются при повышении давления и плотности горной породы и понижении температуры. Когда на пути сейсмических волн, возникающих или от искусственных источников возбуждения или от землетрясений, встречается какая-то аномальная масса, то скорость волн будет или уменьшаться, или, наоборот, увеличиваться в зависимости от значения плотности.

Чем выше плотность, тем выше скорость сейсмических волн. Таким образом, объемные продольные и поперечные волны, проникая вглубь Земли или глубоко в мантию Земли, позволяют выявить неоднородности в ее пределах.

Существуют различные методы для определения глубинных сейсмических границ и неоднородностей, связанные с отраженными, преломленными и обменными волнами. Но можно использовать, как это и делается в сейсмотомографии, сразу все типы волн, не изучая их последовательно, а как бы суммируя их вместе. Это так называемая многоволновая томография, которая дает гораздо более качественное представление о глубинных неоднородностях. Надо подчеркнуть, что известные алгоритмы для построения изображений на основе анализа скоростей сейсмических волн удачно дополняются знанием особенностей геологических разрезов, которые хорошо известны для верхних горизонтов земной коры и прежде всего осадочных толщ, но хуже для ее более глубинных уровней и еще хуже для мантии Земли. Приводим пример применения томографии для изучения верхней части разреза (рисунок 9.9).

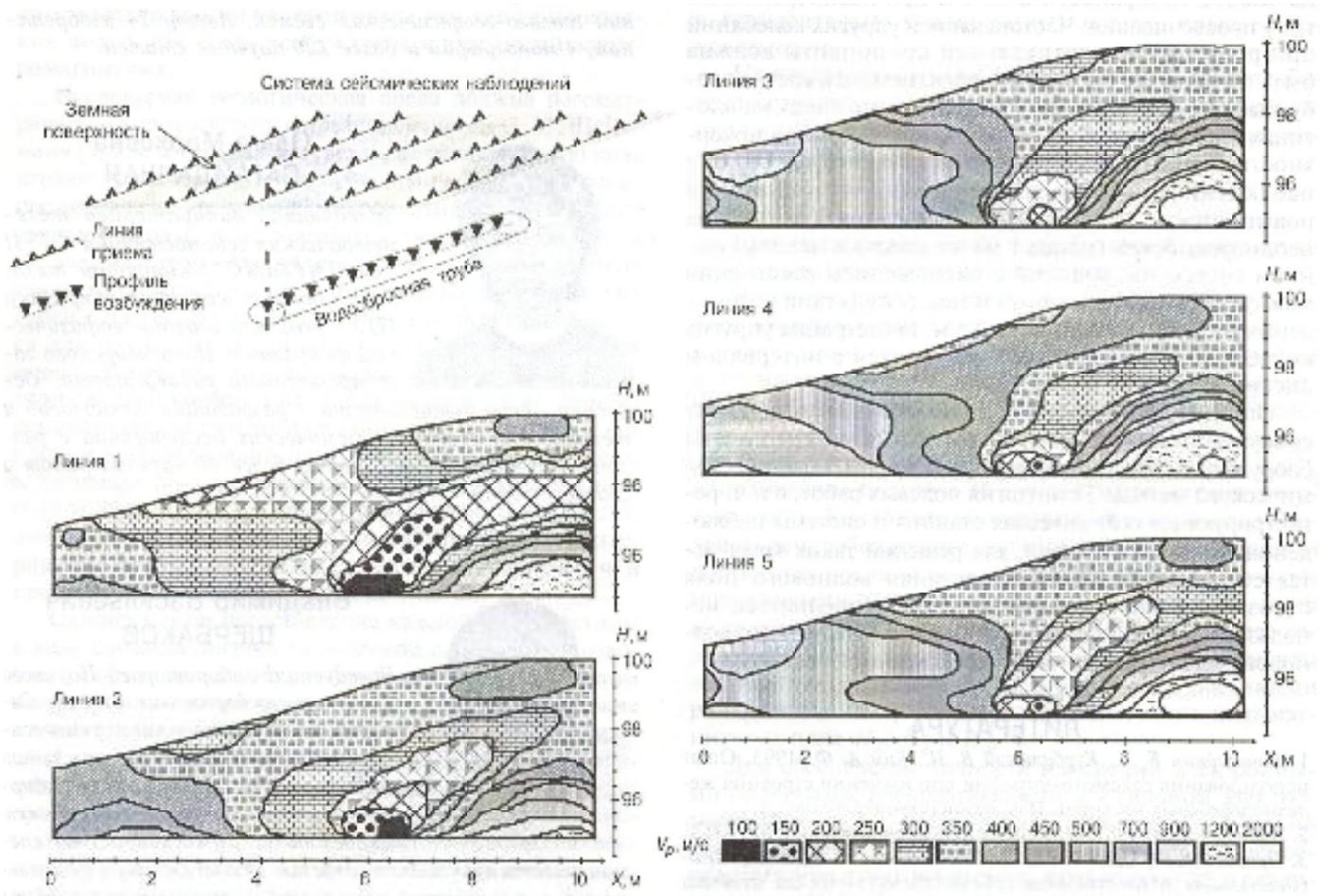


Рисунок 9.10 - Сейсмотомографические разрезы верхней части разреза для изучения неоднородности строения дамбы (материалы ФГУП СНИИГГиМС, Геофизика, №5, 2004 г.).

Следующий пример иллюстрирует применение сейсмотомографии для изучения глубинных слоев Земли в зоне субдукции литосферных плит (рисунок 9.10)

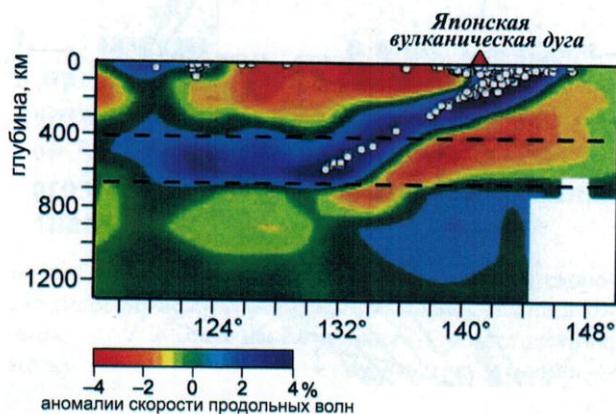


Рисунок 9.11 - Данные сейсмической томографии, выполненной через Японскую зону субдукции (Лобковский и др., Мировой океан, 2013 г.).

Список использованных источников

Основная:

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. - 391 с.
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. Мудрецово-вой. - 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 - 2-е изд., испр. и доп. - М. : Недра, 1964. - 440 с.
8. Гурвич, И.И. Сейсморазведка: учеб. для техникумов / И.И. Гурвич. - 3-е изд., перераб. и доп. - М. : Недра, 1975. - 408 с.
9. Дор, Герхард . Введение в прикладную геофизику: учебник / Г. Дор. - М.: Недра, 1984. - 237 с.
10. Знаменский, В.В. Геофизические методы разведки и исследование скважин: учебник / В. В. Знаменский, М. С. Жданов. - М.: Недра, 1981. – 304 с.
11. 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.
12. Маловичко, А. К. Гравиразведка: учеб. для вузов / А.К. Маловичко, В.И. Костицын. - М.: Недра, 1992. - 357 с.

13. Маловичко, А. К. Детальная гравиразведка на нефть и газ/ А. К. Маловичко, В. И. Костицын, О. Л. Тарунина .- 2-е изд., перераб. и доп. - М. : Недра, 1989. - 225 с.
14. Общая и экологическая геофизика: учебник / В. И. Трухин, К. В. Показеев, В. Е. Куницын. – М.: Изд-во МГУ, 2005, 576 с.
15. Общий курс геофизических методов разведки нефтяных и газовых месторождений: учеб. пособие / Е. Н. Каленов [и др.].- 2-е изд., испр. и доп. - М. : Гостоптехиздат, 1954. - 458 с.
16. Разведочная геофизика: учеб. / Д. С. Миков [и др.]. -Томск, Изд-во Томского ун-та, 1961.- 340 с.
17. Рябинкин, Л.А. Теория упругих волн: учеб. пособие для вузов / Л. А. Рябинкин . - М. : Недра, 1987. - 182 с.
18. Сейсморазведка: справочник геофизика / под ред. И. И. Гурвича, В. П. Номоконова . - М. : Недра, 1981. - 464 с.
19. Справочник геофизика/ под ред. А. И. Заборовского, В. Е. Никитского. - М.: Недра, 1969. Т. 6 : Магниторазведка. - 1969. - 400 с.
20. 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.
21. Справочник геофизика/ под ред. А. Г. Тархова . - М.: Гостоптехиздат, 1963. Т. 3 : Электроразведка. - 1963. - 583 с.
22. Теория и практика сейсмического метода РНП: тр., вып. 39 / Л. А. Рябинкин [и др.]; под ред. Л. А. Рябинкина. - М. : Госгеолтехиздат, 1962. - 294 с.
23. 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.
24. Хмелевской, В.К. Краткий курс разведочной геофизики: учеб. пособие для вузов / В. К. Хмелевской. - М. : Изд-во Моск. ун-та, 1967. - 224 с.

Дополнительная

25. Кузнецов, О. Л. Введение в геофизику / О. Л. Кузнецов, С. В. Каляшин.- М.: Дубна: Ун-т «Дубна», 2011. – 273 с.
26. Мировой океан./ Л.И. Лобковский [и др] - М.: Научный мир, Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. - 2013.-644 с.
27. Короновский, Н.В. Сейсмическая томография // НАУКИ О ЗЕМЛЕ – Режим доступа: <http://pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/1115.html>
28. Серкеров, С. А. Гравиразведка и магниторазведка в нефтегазовом деле: учебное пособие / С. А. Серкеров.- М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2006.-2006.- 512 с.
29. Соколов, А. Г. Выделение и трассирование тектонических нарушений по данным сейсморазведки и прогнозирование приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье: монография / А. Г. Соколов;- Оренбургский гос. ун-т. - Оренбург: ОГУ, 2010, 205 с.
30. Соколов, А.Г. , Картирование разломов и приразломных ловушек по данным сейсморазведки: монография / А.Г. Соколов. LAP LAMBERT; Saarbrucpen, 2012.- 212 с.
31. Соколов, А.Г. Выделение и трассирование тектонических нарушений по данным сейсморазведки и прогнозирование приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье: монография [Электронный ресурс] / А.Г. Соколов; Оренбургский гос. ун-т. - Оренбург: ОГУ, 2014.-213 с.

Учебное пособие

Александр Григорьевич Соколов
Оксана Владимировна Попова
Татьяна Михайловна Кечина

ПОЛЕВАЯ ГЕОФИЗИКА

Подписано в печать 06.04.2015 г. Формат 60x84¹/₁₆,
бумага офсетная, гарнитура «Таймс».
Усл. печ. листов 9,88. Тираж 36 экз. Заказ 65.

Участок оперативной полиграфии ОГУ
460018, г. Оренбург, пр-т Победы 13,
Оренбургский государственный университет

ISBN 978-5-7410-1182-9



9 785741 011829