

Ю.П.Конценебин Ю.Г.Шигаев

ГЕОФИЗИКА



РКіКР

Твердое
Внутреннее
ядро

Переходная зона

УДК 550.8
ББК 26.2 я 73
К65

Конценебин Ю.П., Шигаев Ю.Г. Геофизика: Учебное пособие для студентов вузов геологических специальностей. – второе издание, исправленное и дополненное. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2001. – 162с. ISBN 5-94409-010-3

Пособие содержит необходимые сведения о геофизике – науке, изучающей физические поля Земли с целью решения многих задач – от планетарных до геолого-разведочных. Рассматриваются вопросы строения и вещественного состава Земли. Кратко изложены физико-геологические основы, методика и техника полевых работ, обработка и интерпретация результатов геофизических исследований.

Для студентов вузов и техникумов геологических специальностей.

Табл. 16, ил. 102, список лит. – 25 назв.

Рецензенты: доктор технических наук, зав. кафедрой геофизики Воронежского госуниверситета Ю. В. Антонов;
доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией региональной и инженерной геофизики Нижневолжского НИИ геологии и геофизики (г. Саратов), В.А. Огаджанов;

ISBN 5-94409-010-3

© Конценебин Ю.П.,
Шигаев Ю.Г.,
2001

6.2. Сейсмические волны.....	93
6.3. Определение эпицентра землетрясений.....	99
6.4. Сейсморазведка.....	102
6.4.1. Сейсморазведочная аппаратура.....	102
6.4.2. Интерпретация данных.....	103
6.4.3. Применение сейсморазведки.....	104
7. ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД.....	105
7.1. Изображение физических полей.....	107
7.2. Геофизические исследования в скважинах.....	110
7.2.1. Электрический каротаж.....	111
7.2.1.1. Каротаж потенциалов собственной поляризации (ПС).....	111
7.2.1.2. Каротаж сопротивлений.....	113
7.2.1.3. Боковое каротажное зондирование.....	121
7.2.1.4. Резистеметрия.....	122
7.2.1.5. Микрокаротаж.....	122
7.2.1.6. Боковой каротаж.....	123
7.2.1.7. Индукционный каротаж.....	125
7.2.2. Радиоактивный каротаж.....	127
7.2.2.1. Гамма и гамма-гамма каротаж.....	127
7.2.2.2. Нейтронный каротаж.....	130
7.2.2.3. Нейтронный гамма-каротаж.....	131
7.2.3. Акустический каротаж.....	132
7.2.4. Термометрия скважины.....	134
7.2.5. Геохимические исследования.....	135
7.2.6. Методы контроля за техническим состоянием скважины.....	136
7.2.6.1. Инклинометрия.....	136
7.2.6.2. Наклонометрия и кавернометрия.....	137
7.2.6.3. Контроль цементирования скважин.....	139
7.2.6.4. Определение мест притоков и затрубной циркуляции вод.....	141
8. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	142
9. РЕШЕНИЕ НЕТРАДИЦИОННЫХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ.....	148
10. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ.....	157
ЛИТЕРАТУРА.....	162

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемое учебное пособие является обобщением сведений о геофизической науке, рамки которой значительно расширились в последние годы благодаря достижениям физики, математики, астрономии, геологии.

Под геофизикой в общем смысле понимают физику Земли, хотя это и ограничивает круг вопросов, которые решает геофизическая наука.

Составляя пособие авторы исходили из того, что в учебный план подготовки специалистов по специальности 011200 "Геофизика" в Государственных университетах согласно образовательному Госстандарту введена дисциплина соответствующего наименования в самом начале студенческой жизни - на первом курсе обучения. С другой стороны имеющаяся обширная учебная литература по геофизике отражает, в основном, геофизические исследования для поисков и разведки полезных ископаемых, а многие возможности науки геофизики остаются мало освещенными. Физические поля Земли и других планет отражают природу их строения и вещества, их взаимодействие, влияние на межпланетные связи т. п. Авторы решили ознакомить читателей с основами геофизики.

Учебное пособие может быть полезным и для студентов других специальностей, так как геологическая отрасль сегодня не мыслима без геофизических исследований.

Авторы стремились к максимальной простоте изложения, считая, что особенности геофизических исследований более подробно рассматриваются в специальных курсах.

Всякого рода замечания специалистов будут приняты авторами с большой признательностью и благодарностью и учтены при дальнейшей работе по составлению учебных пособий.

ВВЕДЕНИЕ

Землю, как и многие другие планеты, окружают магнитные, гравитационные, электрические, тепловые, акустические, радиоактивные и другие поля, изучение которых рассказывает о строении и вещественном составе планет. История естественных наук говорит о том, что изучение минерала магнетита позволило создать теорию магнетизма; янтарь рассказал людям об электричестве; урановая смолка - о радиоактивности и т. п.

Геофизика - наука, изучающая физические поля Земли и планет и процессы, происходящие внутри планет, их взаимодействие.

На примере Земли мы знаем, что ее окружают различные физические поля. Все они обусловлены природными явлениями, объяснить которые призвана геофизическая наука.

Время рождения геофизической науки относится к ранним ступеням культурного развития человечества. Например, явления магнетизма, гравитации стали известными людям задолго до новой эры (Аристотель - 384-322г.г. до н. э., Эратосфен - 276-196г.г. до н. э., Лукреций - 99-55г.г. до н. э., Милетский - 640-550г.г. до н. э. и др.). Развитие геофизики связано с использованием установленных явлений для жизни человека - мореплавание, поиски минерального сырья, медицина и т. п. Леонардо да Винчи - великий ученый сказал: "... науки, которые не родились из эксперимента, этой основы всех познаний, бесполезны и полны заблуждений".

Одной из главных задач современной науки является изучение внутреннего строения и эволюции Земли и планет. Все геосферы нашей планеты - атмосфера (воздушная), гидросфера (водная), литосфера (твердая оболочка) являются вторичными продуктами развития Земли - все они выделились из недр планеты на протяжении геологической истории. Поэтому, чтобы понять как устроены эти оболочки, необходимо изучать строение недр. Но для этого необходимо рассмотреть вопрос о происхождении и эволюции Земли, как она была устроена раньше и как развивалась, какие изменения она претерпела за время своего существования, продолжительность которого составляет более 4.5 миллиардов лет.

Геофизика - отрасль естествознания, основанная на экспериментальных геофизических данных. Поэтому без теоретических исследований и анализа геофизических данных невозможно изучать происхождение, развитие, строение, и состав планет и прежде всего Земли. Теоретический анализ геофизических полей позволяет судить о тех или иных свойствах планет или земных недр.

В отличие от физики в геофизике большей частью эксперимент ставит сама природа. Так, сейсмические волны возникают при землетрясении, магнитные бури связаны с солнечной радиацией и т. п. Возникает естественный вопрос, - а почему бы в геофизике не поставить эксперимент: использовать искусственный источник тех же сейсмических волн? То есть перейти от естественного источника сейсмического или электрического поля к искусственному. Так появились геофизические методы зондирования слоев земли, получившие широкое развитие при геологических исследованиях.

Полное представление о геофизике не может быть составлено, если рассматривать исследования Земли изолированно от исследования планет. Становится очевидным, что глубокий и принципиальный вопрос о строении и развитии Земли не может быть решен в отрыве от изучения Луны, других планет, метеоритов и астероидов. Таким образом, геофизика как наука охватывает широкий круг задач, решение которых продвигает человечество по пути познания природы и вселенной.

Можно выделить следующие области геофизики:

1. Физика Земли. Занимается исследованием внутреннего строения Земли (от коры до ядра) и формы (фигуры) Земли.
2. Геомагнетизм. Область геофизики, которая изучает явления магнетизма Земли, возмущения магнитного поля, вызванные солнечным корпускулярным излучением.
3. Метеорология. Наука о погоде, изучает состояние нижних слоев атмосферы и влияние на жизнедеятельность человека.
4. Океанология. Область геофизики изучает форму дна океанов и физические свойства пород, залегающих ниже толщи воды.
5. Вулканология. Изучает процессы и результаты вулканической деятельности и ее влияние на изменения атмосферы, гидросферы и литосферы.
6. Геодезия. Изучает форму Земли, ее размеры и массу.
7. Геология. Изучает строение и вещественный состав Земной коры с целью поиска полезных ископаемых.
8. Космология. Изучает взаимодействие планет и спутников.

Авторы не ставили своей целью подробно осветить все проблемы геофизики, а лишь ознакомить с ее основами и назначением при решении прикладных задач.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ И ПЛАНЕТАХ

Происхождение Земли, в частности, и Солнечной системы в целом представляет собой важнейшую и вместе с тем сложную проблему естествознания. Большинство процессов, протекающих в земной коре, мантии и ядре, взаимосвязаны с явлениями на земной поверхности, в атмосфере и гидросфере. Комплексное исследование данной проблемы позволяет решать ряд практических задач: прогноз землетрясений, сейсмическое районирование, установление закономерностей размещения полезных ископаемых и ряд других. Поэтому их решение, ввиду сложности и актуальности, невозможно без выяснения происхождения Земли, ее строения и положения в Солнечной системе.

Солнечная система состоит из Солнца и всех тел, которые вращаются вокруг него по своим орбитам; наиболее массивные из них - девять планет. В таблице 1 представлены многие свойства Солнца, планет и Луны, а на рис. 1 показаны их относительные размеры.

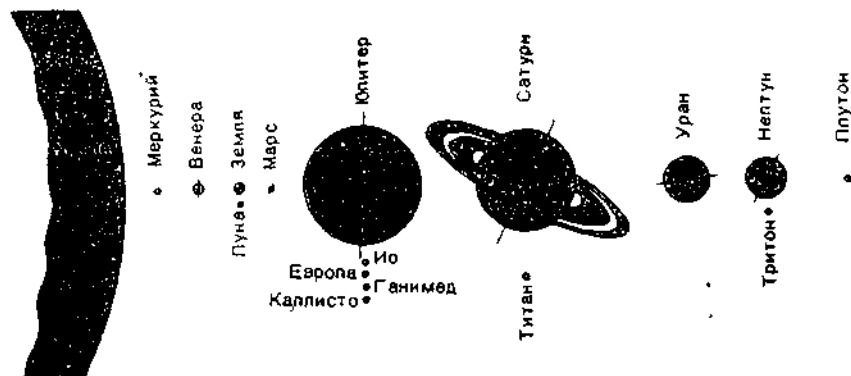


Рис. 1. Относительные размеры Солнца, планет и их спутников. Показаны только семь самых крупных спутников, остальные выглядели бы на этой схеме просто точками. Показана ориентировка осей вращения планет, если она известна. Расстояния между телами - не в масштабе. (Плоскости орбит планет приблизительно перпендикулярны плоскости чертежа)

Солнце - обыкновенная средняя звезда. Она состоит примерно на 70% из водорода и на 28% из гелия; более тяжелые элементы составляют только 2% его массы. Тепло и свет солнце производит, превращая в своих глубоких недрах водород в гелий.

Меркурий - ближайшая к Солнцу планета, имеющая совсем маленький размер. Плотность Меркурия только немного меньше, чем плотность Земли. Поверхность сильно изрыта кратерами, как на Луне.

Венеру называют сестрой Земли потому, что ее масса и плотность только немного меньше соответствующих характеристик Земли. Однако вокруг своей оси Венера вращается медленно и в обратном направлении (т.е. в направлении противоположном направлению движения всех планет вокруг Солнца). Атмосфера Венеры гораздо плотнее, чем наша; температура у поверхности Венеры равна приблизительно 500°C. Атмосфера состоит главным образом из двуокиси углерода с небольшим количеством воды, серной и соляной кислот. Венера, как и Меркурий, покрыта кратерами.

Таблица 1. Главные характеристики Солнца, планет и Луны

Характеристика	Планеты земной группы и Луна						Планеты - гиганты				
	Солнце	Меркурий	Венера	Земля	(Луна)	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Расстояние от Солнца: средняя величина, млн. км, если принять расстояние от Земли до Солнца равным 1	-	58	108	150	-	228	778	1427	2870	4497	5900
Масса (масса Земли=1)	343000	0.055	0.815	1	0.012	0.108	318	95	14.6	17.2	~0.002
Средняя плотность (плотность воды =1)	1.4	5.4	5.2	5.5	3.3	3.9	1.3	0.7	1.2	1.7	<1.7
Радиус, км	696000	2400	6052	6378	1738	3394	71400	60000	25900	24750	1900
Продолжительность года, т. е. период обращения вокруг Солнца (земных лет)	-	0.24	0.62	1	-	1.88	11.9	29.5	84.0	164	248
Продолжительность суток, т. е. период вращения вокруг оси (земных суток)	27	59	-243*	1	27.3	1.03	0.40	0.43	-0.89*	0.53	6.4
Эксцентриситет орбиты	-	0.206	0.007	0.017	0.055	0.093	0.043	0.056	0.047	0.009	0.25
Наклон орбиты, относительно орбиты Земли, град.	-	7	3.4	0	23**	1.9	1.3	2.5	0.8	1.8	17.2
Наклон оси относительно оси земной орбиты, град	7	<28	3	23	23**	24	3	27	82	29	?
Число известных спутников	-	0	0	1	-	2	14 (16.-Ред)	10 (17.-Ред)	5	2	1?
Атмосфера: главные составляющие	-	Нет	CO ₂	N ₂ O ₂	Нет	CO ₂	H ₂ He	H ₂ He	H ₂ He	H ₂ He	Нет?
Магнитное поле: момент диполя*** (момент диполя геомагнитного поля=1)	3*10 ⁶	6.6*10 ⁻⁴	<10 ⁻⁴	1	<2*10 ⁻⁶	3*10 ⁻⁴	1.9*10 ⁴ (1.7*10 ⁴ .-Ред)	?	?	?	?

* Знак минус показывает, что вращение обратное, т. е. направлено противоположно направлению вращения планет Солнечной системы.

** Орбита Луны располагается в плоскости земного экватора. *** То есть момент эквивалентного стержневого магнита (однако магнитное поле некоторых планет мало похоже на поле диполя)

Земля обладает наивысшей среди всех планет средней плотностью и выделяется своей необычной атмосферой, состоящей из азота и кислорода, и большим количеством жидкой воды. Причину почти полного отсутствия ударных кратеров можно считать результатом поверхностной геологической активности, в частности эрозии, а наличие гор служит дополнительным доказательством того, что Земля представляет собой внутренне динамичную планету.

Луна среди спутников считается большой: она почти такая же по размеру, как крупнейший из спутников Юпитера. Поверхность Луны сильно изрыта кратерами и состоит из светлоокрашенных возвышенностей и темных, довольно плоских морей.

Марс меньше Земли и обладает меньшей плотностью. У него разреженная атмосфера, состоящая преимущественно из двуоксида углерода, из которой образуются тонкие ледяные полярные шапки; в атмосфере обнаружены также следы воды. Поверхность покрыта кратерами ударного происхождения, но имеются и признаки того, что Марс был активной планетой: там обнаружены гигантские каналы, каньоны и вулканы.

Четыре внутренние планеты «Земной группы», а также Луна имеют более высокую плотность, чем внешние планеты. Полагают, что внутренние планеты состоят главным образом из железа, кремния, кислорода и других сравнительно тяжелых элементов с небольшим количеством водорода и гелия - главных элементов, входящих в состав Солнца. Между планетами «Земной группы» и внешними «планетами - гигантами» существует разрыв: резкое увеличение массы и расстояния от Солнца, а также уменьшение плотности.

Астероиды - большая группа «малых планет»; орбиты их располагаются преимущественно между орбитами Марса и Юпитера, хотя некоторые астероиды оказываются время от времени внутри орбиты Земли. Самый крупный астероид Церера имеет диаметр 760 км, а из 2000 других астероидов многие представляют собой просто глыбы неправильной формы, а их общая масса гораздо меньше массы любой планеты. Важное значение астероидов состоит в том, что из них, по-видимому, образуются метеориты; метеориты в свою очередь играют важную роль в расширении наших представлений о составе Земли.

Юпитер имеет массу большую, чем все другие планеты вместе взятые, но и при этом его масса составляет меньше 0.1% массы Солнца. Плотность Юпитера невысока, и это можно объяснить только большим содержанием водорода и гелия. Из-за быстрого вращения (его сутки длятся только 10 часов) он обладает значительным экваториальным вздутием. У Юпитера 14, по другим данным 16, известных спутников, сильно отличающихся друг от друга по многим характеристикам.

Сатурн во многом похож на Юпитер. Его плотность ниже (меньше плотности воды), вероятно, потому, что будучи меньше, он слабее сжат. Его наиболее выразительная особенность - система колец, образованных огромным числом отдельных частиц, состоящих, по всей видимости, из льда и замерзших газов и движущихся по своим орбитам без столкновений.

Уран и Нептун имеют примерно одинаковые размеры: плотность обеих этих планет выше плотности Сатурна, несмотря на меньший диаметр. Вероятно, это связано с меньшим содержанием водорода и гелия. Об этих планетах известно немного; только недавно было обнаружено, что у Урана есть кольца, хотя они выражены гораздо слабее, чем кольца Сатурна. (У Юпитера также имеются очень тонкие кольца).

Плутон - самая удаленная планета, и о нем известно мало. Только недавно у него был обнаружен спутник, что позволило оценить массу Плутона более точно. Орбита Плутона отличается от орбит других планет: она наклонена к средней плоскости Солнечной системы на 17° и несколько эксцентрична, что иногда Плутон оказывается внутри орбиты Нептуна. По размерам Плутон меньше, чем Тритон - самый крупный спутник Нептуна, поэтому высказано предположение, что Плутон также когда-то был спутником Нептуна.

Перед тем как судить о достоинствах той или другой теории образования Солнечной системы, необходимо решить, какие ее особенности требуют объяснения, т.е. следует выделить те особенности, которые должны быть общими для всех других «Солнечных систем», образовавшихся более или менее одинаково, и те черты, которые появились случайно и специфичны только для Солнечной системы.

Ниже перечисляются те особенности Солнечной системы, которые, по-видимому, надо считать существенными и которые должны найти объяснение в любой космогонической теории.

1. Планеты имеют общую плоскость обращения вокруг Солнца (в пределах нескольких градусов), близкую к плоскости солнечного экватора; таким образом, почти все вращательное движение системы имеет общую ось (см. табл. 1: данные о наклоне орбит и ориентировке осей вращения планет).

2. Планеты движутся почти по круговым орбитам, причем наибольший эксцентриситет отмечается у самых малых планет - у Меркурия и Плутона (табл. 1: данные об эксцентриситете орбит). Из пунктов 1 и 2 следует, что солнечная система - это действительно одно семейство, имеющее общее происхождение, а не случайное собрание объектов, притянутых Солнцем.
3. Большая часть всей массы системы заключена в Солнце, т.е. масса распределена чрезвычайно неравномерно: Солнце в 740 раз массивнее всех планет вместе взятых (табл. 1: данные о массе).
4. На движение планет вокруг Солнца приходится 99.5% общего момента количества движения системы, несмотря на то, что более 99% массы сосредоточено в Солнце. Эта особенность Солнечной системы сильно влияет на характер теоретических представлений о ее образовании.
5. Существует некий разрыв в расстояниях, массе и плотности между планетами земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс) и планетами-гигантами (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун).

1.1. СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА

К настоящему времени выдвинуто немало гипотез о происхождении Земли. Всех их можно объединить в три большие группы.

1. Гипотезы, согласно которым Солнце полностью сформировалось раньше планет, а вещество последних произошло непосредственно из Солнца или другой звезды.

2. Гипотезы, согласно которым Солнце и планеты образовались одновременно из одной вращающейся туманности, иначе называемой облаком или небулой, как естественный результат эволюции этого облака под действием гравитационных и других сил.

3. Гипотезы, согласно которым Солнце, как и в гипотезах первой группы, полностью сформировалось раньше, чем планеты, а планетное вещество было захвачено из межзвездных облаков, после чего и образовалась Солнечная туманность.

Гипотезы первой группы. Самую раннюю идею этого типа высказал Бьюффон в 1776г. Он предположил, что с Солнцем столкнулась комета, которая и выбила из него материал. Однако оказалось, что кометы чересчур малы для этого, но сама идея возродилась в 1878г., в то время, когда гипотезы второй группы стали испытывать трудности, место кометы заняла звезда. Затем, в 1916г., Джинс показал путем расчетов, что достаточно и того, чтобы звезда не столкнулась с Солнцем, а приблизилась к нему на некоторое малое расстояние; при этом и на приближающейся звезде, и на Солнце должны возникнуть гигантские приливы, амплитуда которых будет расти до тех пор, пока материал не оторвется от Солнца (или от другой звезды) в виде сигарообразной струи и не займет место между двумя звездными телами (рис. 2). Звезда затем снова уходит в глубины пространства, оставив горячую струю конденсироваться, превращаясь в планеты, причем самая массивная планета должна образоваться в средней более толстой части «сигары».

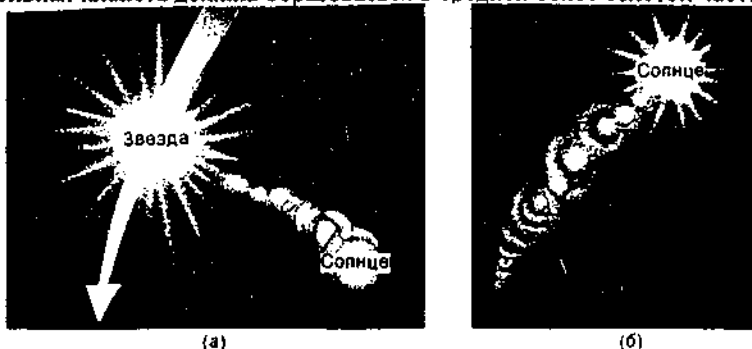


Рис.2. Приливная теория образования планет. а - прохождение звезды около Солнца вызывает гигантские приливы и в конце концов вырывает струю раскаленного газообразного вещества; б - после ухода звезды струя конденсируется, образуя планеты, причем самая крупная из них возникает в средней, наиболее толстой части струи.

Эта гипотеза получила в свое время широкое признание, но в ней есть несколько слабых мест и прежде всего в том, что струя, чтобы в ней было достаточное количество вещества, должна была вырваться из внутренних областей Солнца или другой звезды, где температура равна миллионам градусов, а при такой температуре струя рассеялась бы раньше, чем смогла остыть.

Только одна из гипотез этой группы оказалась жизнеспособной - гипотеза Вульфсона. В целом она следует приливной гипотезе Джинса, но в ней предполагается, что, приблизившись к Солнцу, звезда была одним из многих тел, образовавшихся в новом звездном скоплении. Эта звезда была большой и холодной. Привлекая холодную звезду, Вульфсон обходит трудность с горячим веществом, а говоря о звездном скоплении, он делает близкую встречу светил гораздо более вероятной, чем в теории Джинса.

Гипотезы второй группы. К этой группе относятся «небулярные» гипотезы и их можно проследить вплоть до Канта, который в 1775г. высказал предположение, что вещество Солнечной системы первоначально существовало в рассеянном виде и собралось вместе в результате гравитационного притяжения. Однако эта гипотеза не смогла объяснить целый ряд закономерностей. Самый главный и принципиальный недостаток гипотезы состоит в том, что из первоначального покоя частиц туманности или даже их прямолинейного движения не может возникнуть вращательное движение: для этого необходимо воздействие внешних сил.

Спустя почти полвека в 1830г. выдающийся французский астроном, физик, математик П. Лаплас опубликовал свою гипотезу о происхождении Солнечной системы. Он, не зная работы Канта и в отличие от него, не пытался обосновать происхождение Вселенной в целом, а ограничился рассмотрением происхождения Солнечной системы. Лаплас в отличие от Канта предположил существование во Вселенной сильно нагретой пыли - газовой туманности, имеющей в своем центре большое сгущение - молодое Солнце. Эта туманность, или раскаленная атмосфера молодого и огромного первичного Солнца, вращалась вместе с ним как твердое тело с одинаковой угловой скоростью, и чем дальше ее частицы были от центра, тем больше была их линейная скорость при таком вращении (рис. 3.а). В конце концов центробежная сила на периметре этого облака должна была превысить гравитационное притяжение к центру, так что кольцо вещества должно было разорваться. Лаплас предположил, что это кольцо конденсировалось в планету, а оставшаяся часть облака продолжала сжиматься, и через некоторые промежутки времени процесс повторялся.

В конце XIXв. специалисты обратили внимание на то, что Солнце должно вращаться со скоростью, близкой к пределу центробежной силы, т.е. с периодом в несколько часов, тогда как на деле оно вращается гораздо медленнее: на один оборот ему требуется 27 суток. Таким образом, по гипотезе Лапласа, на Солнце должна приходиться большая часть момента количества движения Солнечной системы. В 1918г. Джеффрис показал, что при том разделении момента количества движения и массы, которое существует в Солнечной Системе, газовое облако не могло непосредственно конденсироваться в планеты. Еще один необъясненный момент: почему вещество туманности разделилось на кольца, а не сохранило форму диска? Именно из-за этих трудностей внимание ученых переключилось на приливные гипотезы первой группы.

Другой «небулярной» гипотезой образование планет Солнечной системы является гипотеза О.Ю. Шмидта, опубликованная им в 1943г. Изучив известные к тому времени закономерности Солнечной системы, Шмидт выдвинул предположение, согласно которому Земля и другие большие планеты образовались из гигантского облака космической пыли путем объединения множества холодных и твердых частиц, некогда окружавшего Солнце и прошедшего делительный закономерный процесс развития (рис. 3.б). О.Ю. Шмидт показал, что допланетное газово-пылевое облако, окружающее Солнце, под влиянием вращения и столкновений частиц между собой начало быстро сплющиваться и затем превратилось в дискообразный плоский слой частиц, в центре которого находилось Солнце. Под влиянием сил взаимного притяжения в этом слое образовались местные сгущения частиц, которые впоследствии объединялись в более крупные сгустки, выросшие в течение времени в современные планеты. Шмидт указывал, что Земля сначала была холодной и только потом ее внутренние части начали нагреваться за счет теплоты, выделяющейся при радиоактивном распаде. Данной гипотезе также свойственны недостатки. Так, например, неубедительность захвата Солнцем газово-пылевого облака, отрыв образования планет от образования Солнца.

Небулярные теории легко объясняют тот факт, почему все планеты вращаются в экваториальной плоскости Солнца и почему планеты и Солнце вращаются в одну и ту же сторону. Но главные проблемы этих теорий состоят в том, чтобы 1) объяснить медленное вращение Солнца и 2) найти правдоподобный механизм, посредством которого разрозненные частицы вещества собирались бы в планеты.

Гипотезы третьей группы во многих отношениях гибриды гипотез двух первых групп: их авторы пытаются избежать известных трудностей, причем обычно постулируют подходящие условия, а не выводят их. Ни одна из гипотез третьей группы при количественном анализе не способна правдоподобно объяснить особенности Солнечной системы без привлечения произвольных постулатов, и в настоящее время гипотезы данной группы не разрабатываются.

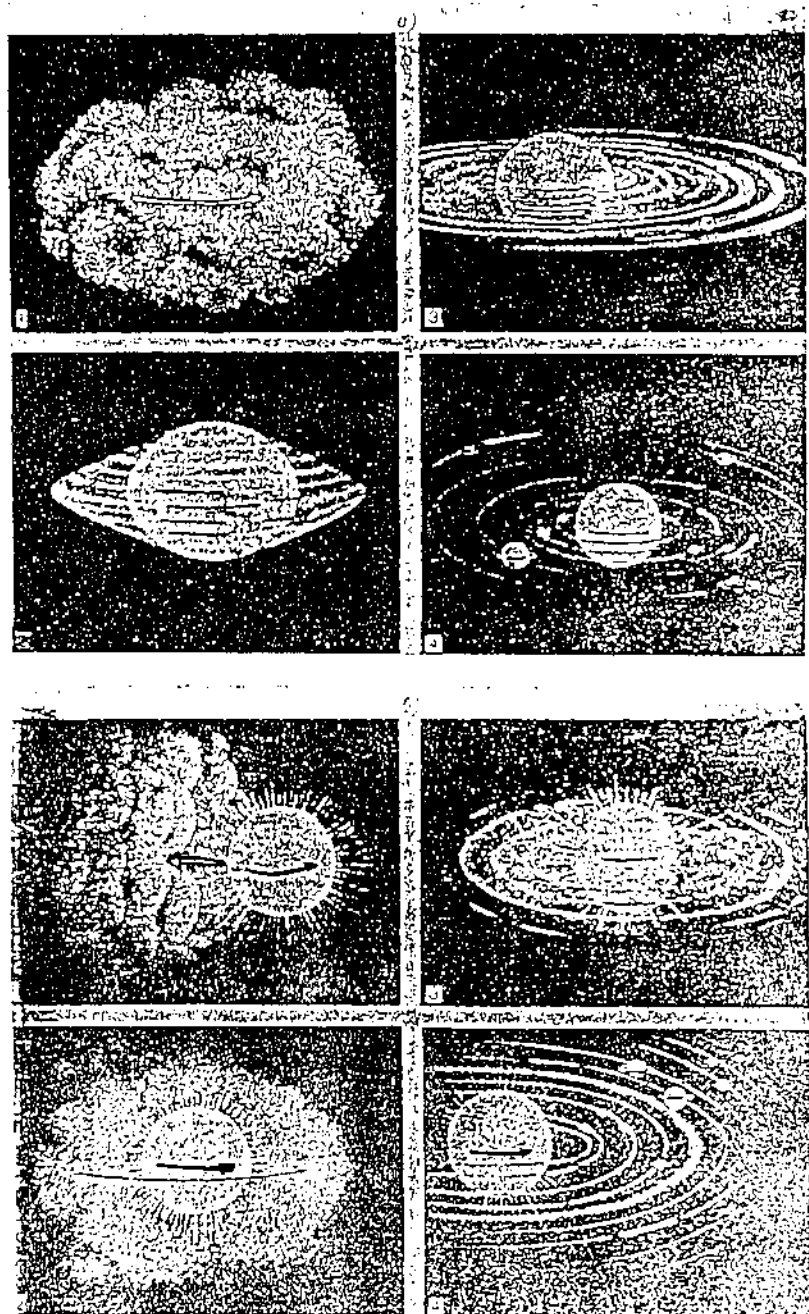


Рис. 3. Развитие Солнечной системы в соответствии с гипотезами П. Лапласа (а) и О.Ю. Шмидта (б)

1.2. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Определение возраста Земли имеет большое научное и практическое значение. С научной точки зрения знание абсолютного возраста земли необходимо при разработке гипотез образования Солнечной системы, построения геологических, геофизических и геохимических моделей нашей планеты. Практическая значимость заключается при оценке природных ресурсов, поисках полезных ископаемых.

История развития Земли может быть подразделена на два этапа. Первый из них, догеологический этап, начинается со времени зарождения газовой-пылевой туманности и заканчивается образованием первичной водной и воздушной оболочек Земли или временем появления земной коры. Второй, геологический этап - это история формирования земной коры. Он начинается с момента активного воздействия на поверхность Земли энергии Солнца.

При установлении возраста Земли в целом в качестве исходного материала используют метеориты. Продолжительность геологического этапа в жизни Земли определяют по возрасту минералов и горных пород.

Все методы определения возраста горных пород можно объединить в две группы. Первая включает методы определения относительного возраста, вторая - абсолютного.

Методы определения относительного возраста горных пород определяют лишь последовательность образования горных пород. Этими методами не определяют длительность образования горных пород. К таким методам относятся стратиграфический, палеонтологический и петрографический.

Стратиграфический метод является наиболее простой и основан на изучении расположения слоев горных пород в толще земной коры. Осадки как продукты выветривания накапливаются слоями, и поэтому нижний слой является наиболее древним, чем слои, залегающие над ним. Такое расположение слоев присуще участкам земной коры с ненарушенным залеганием слоев, что в природе встречается крайне редко. Поэтому в геологической практике наиболее широкое применение получил палеонтологический метод, основанный на изучении органических остатков, встречающихся в виде окаменелостей в осадочных породах.

Петрографический метод основан на результатах сопоставления минерального состава, облика пород и условий их образования. Сходство пород по этим и некоторым другим характеристикам позволяет считать их разновозрастными.

Все рассмотренные методы обычно используют в едином комплексе.

Методы определения абсолютного возраста горных пород основаны на изучении продуктов распада радиоактивных элементов. Радиоактивные элементы попадают в породы при их формировании и подвержены самопроизвольному распаду. При этом образуются новые химические элементы, которые другим путем не возникают. Так при распаде изотопа урана ^{238}U образуется изотоп свинца ^{206}Pb и выделяется гелий. Изотоп тория ^{232}Th превращается в изотоп свинца ^{208}Pb , углерода ^{14}C - в азот ^{14}N и т.д. Установлено, например, что 1г свинца получается из 100г урана за 79млрд. лет.

В зависимости от конечных продуктов распада выделяют свинцовый, гелиевый, аргоновый и другие методы абсолютной геохронологии. Эти методы основаны на предположении, что на протяжении всей истории земли не было внешних воздействий, чтобы изменить скорость самопроизвольных радиоактивных превращений.

Если обозначить через N_0 число атомов элемента родоначальника в момент времени $t=0$, то по истечению периода полураспада (T), это число будет равно $\frac{N_0}{2}$. Спустя еще один такой же интервал времени это число станет равным:

$$\frac{1}{2} \frac{N_0}{2} = \frac{N_0}{4} = \frac{N_0}{2^2}.$$

По истечению времени $t = n \cdot T$, т.е. спустя «n» периодов полураспада, радиоактивных элементов останется:

$$N = N_0 \frac{1}{2^n},$$

Учитывая, что $n = \frac{t}{T}$, получим

$$N = N_0 2^{-\frac{t}{T}}$$

Данная формула является основной при определении возраста минералов. Точность шкалы абсолютной геохронологии зависит от точности определения периода полураспада - T.

Ниже приведены значения T для некоторых элементов: ^{238}U - $44,9 \cdot 10^8$ лет; ^{235}U - $7,13 \cdot 10^8$; ^{87}Rb - $615 \cdot 10^8$ лет.

Данные радиоактивного анализа позволили определить возраст самых разнообразных горных пород (табл. 2). Так установлено, что возраст пород докембрия на Кольском полуострове составляет 2 млрд. лет, для земной коры - 3-4 млрд. лет, а для планеты Земля в целом - около 6 млрд. лет.

Проблема о возрасте Земли, т.е. вещества, слагающего Землю, является одной из наиболее трудной. Часто вопрос о возрасте Земли в значительной мере теряет смысл, поскольку вещество выделялось из недр Земли в течение очень долгой геологической истории и все еще продолжает выделяться в настоящее время. Можно говорить лишь о времени начала этого процесса, который к тому же возникал, видимо, в разных местах в разное время.

Таблица 2.

Стратиграфические подразделения вместе с ориентировочной шкалой основных событий в развитии жизни и их датировки

Стратиграфические подразделения		Характерные формы органического мира (по данным палеонтологии)	Ориентировочная шкала продолжительности периода (по данным радиометрии), млн. лет
Эра	Период		
Кайнозойская (продолжительность 67млн. лет)	Четвертичный (антропогенный)	Появление человека. Расцвет млекопитающих, птиц, рыб, насекомых. Развитие современного растительного мира	1,5
	Неогеновый	Человекообразная обезьяна	23,5
	Палеогеновый	Примитивные млекопитающие, вымирающие к неогену. Динозавры исчезают	42
Мезозойская (продолжительность 163млн. лет)	Мел	Цветковые растения	70
	Юра	Расцвет динозавров. Появление птиц	58
	Триас	Динозавры. Появление млекопитающих, хвойные	35
Палеозойская (продолжительность 340млн. лет)	Пермь	Пресмыкающиеся, подобные млекопитающим	55
	Каменноугольный	Пышная древовидная растительность, амфибии (земноводные)	75-65
	Девон	Появление предков папоротников, появление амфибий (земноводных)	60
	Силур	Наземные растения и животные	30
	Ордовик	Примитивные рыбы	60
	Кембрий	Водоросли, бактерии, трилобиты	70
Докембрий		Примитивные морские животные	1000
		Зеленые водоросли	1000
		Бактерии, сине-зеленые водоросли	1000

1.3. ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Первая мысль о шаровидности земли была высказана Пифагором (571-497г.г. до н.э.). Ему принадлежит и одна из первых догадок о суточном вращении Земли и ее годичном обращении вокруг Солнца. Однако первые фактические доказательства приведены Аристотелем (384-322г.г. до н.э.). Дальнейшее уточнение фигуры Земли принадлежит Архимеду (287-212г.г. до н.э.), который ввел в науку понятие о сфероиде - поверхности, близкой по форме к сфере.

В конце III - начале II в. до н.э. Эратосфен определил размеры Земли, учитывая ее шарообразность. Он рассчитал, что радиус земного шара равен 6311000м. Вплоть до XVII в. господствовало представление о Земле как о шаре с таким радиусом. С появлением более совершенных технических средств начали проводиться уточнения размеров и формы Земли. Так, в 1669-1670г.г. французский астроном Пикар по измерениям длины дуги меридиана вычислил, что радиус Земли составляет 6371692 м. довольно высокая точность этого определения позволила Ньютону обосновать открытый им в 1665г. закон всемирного тяготения. Сущность этого закона и нового учения о форме вращающейся планеты Ньютон изложил в труде «Математические начала натуральной философии» (1687). Рассматривая суточное вращение земли, Ньютон заключает, что «фигура планеты при не очень быстром вращении должна принять форму эллипсоида вращения».

Земной эллипсоид вращения отличается от шара тем, что он сплюснут у полюсов, меридианы его представляют собой эллипсы, полярная и экваториальная полуоси имеют различную длину.

Эллипсоид вращения характеризуется большой экваториальной (a_3) и малой полярной (b) полуосями, а также полярным сжатием α :

$$\alpha = \frac{a_3 - b}{a_3}$$

В зависимости от плотности всех геосфер, неравномерного распределения суши и моря на земном шаре величина сжатия эллипсоида изменяется в пределах

$$\frac{1}{230} > \alpha > \frac{1}{576}$$

На протяжении XVIII - XIX в.в. и первых десятилетий XX в. ученые многих стран проводили обширные работы по определению формы Земли. В результате работ русских геофизиков Ф.Ф. Шуберта, В.Ф. Струве, советских ученых Ф.Н. Красовского, А.А. Изотова, А.Я. Орлова и некоторых других было установлено, что Земля по форме приближается к трехосному эллипсоиду вращения. Этот эллипсоид отличается от обычного, тем, что у него не только меридианы, но и экватор является эллипсом. Размеры трехосного эллипсоида составляют: большая экваториальная полуось $a_3=6378245$ м; малая экваториальная полуось $a_1=6378032$ м; полярная полуось $b=6356863$ м; $\alpha=1:298,3$.

Объем трехосного эллипсоида и площадь его поверхности соответственно равны $1,083 \cdot 10^{21} \text{ м}^3$ и $5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ длина окружности меридиана составляет 40008548м, радиус шара

такого же объема равен 6371200м. Экваториальное сжатие $\alpha_3 = \frac{a_3 - a_1}{a_3} = 1:30000$. Представ-

ленный эллипсоид носит название эллипсоида Красовского, показавшему эту форму впервые.

Если бы весь земной шар был покрыт неглубоким морем, то форма поверхности Земли полностью определялась бы гидростатическим равновесием воды под действием силы тяжести и сил, возникающих из-за вращения Земли. Получающаяся при этом поверхность носит название геоида. Под такой поверхностью понимается уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем Мирового океана и мысленно продолженная под материками. Поверхность геоида всюду перпендикулярна к направлению силы тяжести и является эквипотенциальной, во всех точках которой гравитационный потенциал постоянен.

1.4. ДВИЖЕНИЕ ЗЕМЛИ

Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите с запада на восток (орбитальное движение). Эксцентриситет орбиты равен 0.017. Наиболее близкая к Солнцу точка земной орбиты называется перигелием, наиболее удаленная - афелием. Полный оборот вокруг солнца наша

планета совершает за 365 суток 5 часов 48 минут 46 секунд. Характерно, что на отдельных участках орбиты движение Земли происходит быстрее, чем на других. Первую половину своей орбиты планета проходит примерно за 186 суток (с 21 марта по 23 сентября), вторую - за 179 суток (с 23 сентября по 21 марта). Наибольших значений скорость орбитального движения достигает в перигелии, наименьших - в афелии. При средней скорости Земли, равной 29780 м/с, различие скоростей в перигелии и афелии составляет около 950 м/с.

Наряду с орбитальным движением Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит также с запада на восток, полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23ч 56мин 4с) с угловой скоростью около $7.292116 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, или со средней линейной скоростью 465 м/с.

Продолжительность такого оборота (продолжительность суток τ) и угловая скорость ω меняются в течение года. Наибольших значений τ достигает в марте (τ_{III}), наименьших в августе (τ_{VIII}). Разность $\tau_{III} - \tau_{VIII}$ приблизительно равна $25 \cdot 10^{-4}$ с. Относительное изменение угловой скорости между мартом и августом составляет около $2.8 \cdot 10^{-8}$.

Главные доказательства осевого вращения Земли - это те явления на земном шаре, которые нельзя объяснить иначе, как этим движением. Так выпуклость земли в экваториальном поясе и сплюснутость ее у полюсов могли возникнуть лишь при участии центробежной силы, развивающейся только при вращении тел. Под влиянием этого же движения возникает поворотное ускорение (ускорение Кориолиса), действием которого объясняется подмыв правого берега рек в Северном полушарии и левого - в Южном. Это же ускорение отклоняет от меридиана воздушные и морские течения с эффектом, прямо пропорциональным массе движущихся воздушных и водных масс.

Ярким доказательством осевого вращения Земли является известный опыт Фуко с физическим маятником, поставленный в 1851г. Опыт основан на законе механики, в силу которого всякое качающееся тело стремится сохранить плоскость качания при одном условии: на него не действует никакая другая сила, кроме силы тяжести.

Если длинный маятник подвесить на широте φ , то наблюдателю будет казаться, что со временем плоскость качания поворачивается вокруг вертикали по часовой стрелке (в южном полушарии - против часовой стрелки). В действительности поворачивается не плоскость качания маятника, а земля под маятником с запада на восток. Угловая скорость этого поворота ω_{φ} составляет $\omega \cdot \sin \varphi$ или примерно $7.292116 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. За одни сутки плоскость колебания маятника совершает кажущийся полный оборот относительно поверхности Земли с угловой скоростью $\omega = 15^{\circ}$ за 1ч. По мере движения от экватора к полюсам угловая скорость поворота возрастает соответственно от 0 до 15° за 1ч.

Другим важным доказательством осевого движения Земли является отклонение падающих тел к востоку в Северном и к западу - в Южном полушарии. Это связано с тем, что чем дальше находится точка от оси вращения Земли, тем больше ее скорость вращения с запада на восток. Отклонение падающего тела к востоку \aleph зависит от высоты падения Z и географической широты φ следующим образом:

$$\aleph = 0.22Z\sqrt{Z}\cos\varphi.$$

Скорости осевого вращения и движение Земли не остаются постоянными. Изменения скорости осевого вращения могут быть трех типов: вековые, нерегулярные (скачкообразные) и периодические (сезонные). Вековые изменения приводят к увеличению периода вращения Земли вокруг своей оси. В результате продолжительность суток, например, за последние 2000 лет возросла в среднем на 0.0023с в столетие. Нерегулярные изменения скорости могут удлинять или сокращать продолжительность суток до 0.004с. Периодические изменения ведут к тому, что время осевого вращения Земли в течение года может различаться на ± 0.001 с.

Изменение скорости орбитального движения Земли и скорости ее осевого вращения происходит под действием ряда причин. Они условно могут быть объединены в две группы - внутренние и внешние.

К внутренним причинам относятся изменения механического и физико-химического состояния земных недр и как следствие радиуса Земли, давления и плотности вещества. В целом из-

за гравитационного сжатия и уменьшения земного радиуса наблюдается так называемое вековое ускорение вращения планеты, составляющее в относительных единицах $1.4 \cdot 10^{-8}$ в столетие.

К внешним причинам относятся приливное трение, воздушные течения и взаимодействия сезонной циркуляции атмосферы с поверхностью Земли. В результате влияния на Землю притяжений Луны и Солнца в океанах, морях и твердой оболочке Земли образуются приливные волны. Они перемещаются в направлении, противоположном вращению планеты. Это приводит к уменьшению энергии вращательного движения Земли и тем самым к замедлению ее вращения. Относительные изменения значений скорости вращения Земли в течении года составляют $\pm 1.3 \cdot 10^{-8}$.

Важнейшим следствием рассматриваемых движений Земли являются ритмические явления, представляющие собой комплекс геолого-геофизических явлений, повторяющихся во времени. Ритмы имеют различную продолжительность - от одних суток до нескольких десятков тысяч лет.

1.5. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

Современные представления о внутреннем строении Земли носят приближенный характер. Особенно это относится к глубоким земным недрам, недоступным для прямого изучения. Наиболее достоверные данные о внутреннем строении земли дают комплексные геолого-геофизические исследования, среди которых наибольшей достоверностью и информативностью отличается сейсмология.

Неравномерная скорость прохождения сейсмических волн по разрезу Земли привела ученых к мысли о неоднородном, слоистом строении земного шара. Б. Гутенберг и К.Э. Буллен, основываясь на данных о распространении сейсмических волн, предложили разделить земные недра на ряд слоев, обозначаемых заглавными буквами латинского алфавита: А, В, С, D, E, F, G. Внутренние геосферы сильно различаются по своим размерам и массе, химическому составу и агрегатному состоянию (рис. 4).

Слой А (0-35км) - это земная кора. Скорость прохождения продольных сейсмических волн изменяется в ней от 6.5 до 7.2км/с. При переходе от земной коры к слою В (промежуточной оболочке или мантии) происходит скачкообразное изменение скорости распространения продольных волн от 6.5-7.2 до 8.0-8.2км/с. Эта сейсмическая граница получила название раздела Мохоровичича (Мохо-М) по имени югославского ученого Андрея Мохоровичича, впервые открывшего в 1909 году эту границу. По современным данным глубина залегания поверхности М изменяется от 6км под дном океанов до 70км в горных районах.

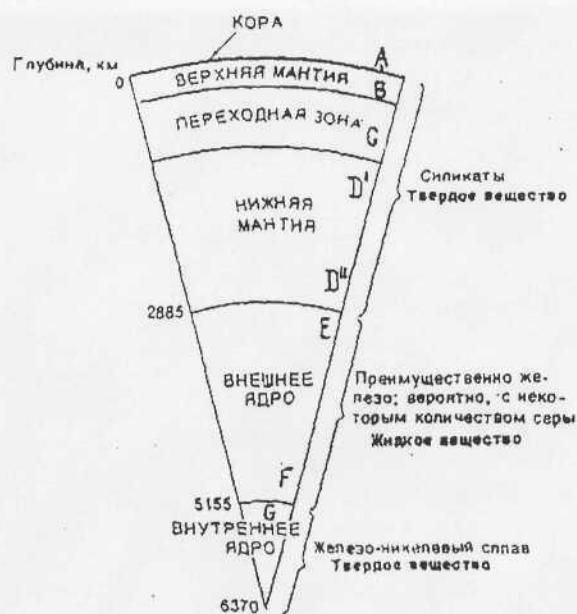


Рис. 4. Сектор земного шара

В 1923 году австрийский ученый В. Конрад выделил внутри земной коры сейсмическую поверхность, принимаемую за границу между гранитным и базальтовым слоями. Эта граница получила название «поверхности Конрада».

Расположенную ниже раздела Мохо толщу, называют внутренней оболочкой или мантией Земли. В схеме Гутенберга-Буллена ей соответствуют слои В, С, D; первые два из них образуют верхнюю мантию. Слой В (35-400км) включает область с пониженными значениями скоростей распространения сейсмических волн. Слой С (400-1000км) характеризуется аномально быстрым их возрастанием. Это указывает на наличие здесь существенных изменений либо в составе, либо в состоянии вещества. Эту переходную зону называют «слоем Голицына». Нижняя мантия представлена слоем D (1000-2900км). Здесь различают слой D' (1000-2700км) - область нормального возрастания скоростей сейсмических волн и слой D'' (2700-2900км) - узкую пограничную область мантии с ядром, характеризующуюся постоянством продольных и поперечных скоростей.

Слои E, F, G образуют ядро Земли. Слой E (2900-4980км) - внешнее ядро, слой F (4980-5120км) - переходная зона ядра и слой G (5120-6371км) - внутреннее ядро.

Сейсмическая граница между мантией и ядром на глубине 2900км, открытая в 1914г. Б. Гутенбергом, является наиболее резкой границей раздела в недрах Земли. Здесь скорость продольных волн падает от 13.6 до 8.1км/с. Скорость поперечных волн изменяется от 7.3км/с до нуля. После прохождения границы мантии и ядра скорость продольных волн снова медленно и постепенно возрастает до 11.3км/с во внутреннем ядре. На глубине 5120км отмечено слабое отражение сейсмических волн. Эта граница внешнего и внутреннего ядра открыта в 1936г. датским сейсмологом И. Леманн.

Наиболее изученной является верхняя мантия. В слое В на глубине около 120-250км под материками и 60-400км и более под океанической корой земное вещество находится в вязком, частично расплавленном состоянии. Этот слой понижает сейсмические скорости, и его называют астеносферой или волноводом; под древними ядрами материков этот слой мантии отсутствует.

Верхняя часть мантии выше астеносферы вместе с земной корой носит название литосфера. Она характеризуется активными движениями горных пород, поэтому ее еще называют тектоносферой. Толщина литосферы в различных ее частях неодинакова. Под материками она может достигать многих десятков километров, под океанами уменьшается до десятков и единиц километров в области срединно-океанических хребтов.

Подведем теперь итог основных физических свойств, найденных для земных недр в XX столетии. Сводка результатов в упрощенной форме представлена на рис.5. Необходимо отметить,

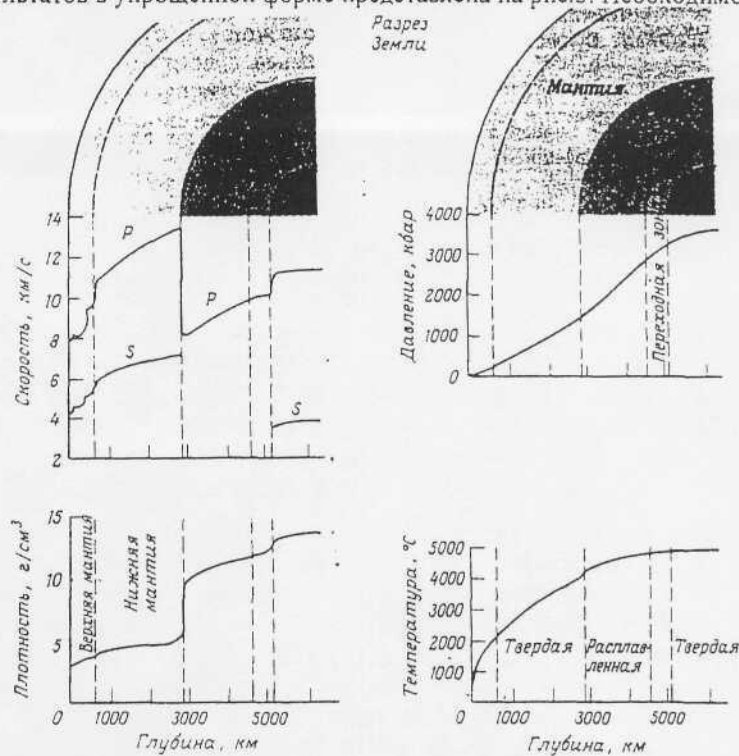


Рис.5. Сводные кривые, демонстрирующие общий характер изменения скоростей сейсмических волн, плотности, давления и температуры в недрах Земли

что конкретные значения тех или иных физических свойств для конкретных глубин представляют собой усредненную оценку по интервалу глубин и что все существующие неопределенности не получили достаточного выражения в кривых, приведенных на этой схеме. Тем не менее результирующие кривые помогают наглядно представить изменения свойств в недрах нашей планеты, к тому же, за исключением температуры, будущие исследования вряд ли изменят более чем на 5% любое из значений, имеющих на графиках.

Химический состав земной коры, мантии и ядра Земли изучен не одинаково. Причиной тому служит невозможность получения образцов горных пород с больших глубин. Непосредственному изучению доступны лишь малые глубины верхней части земной коры, изученные бурением. Глубже химический состав оценивают в основном по косвенным данным.

Химический состав земной коры исследуется с конца XIX в. по результатам химического анализа образцов горных пород и минералов. Со времен Ф. Кларка (1888 г.), предпринявшего первую попытку определения среднеарифметического содержания химических элементов в верхнем 16-километровом слое литосферы, многие геохимики занимались уточнением этих данных. Большой вклад в изучение химического состава земной коры внесли выдающиеся русские ученые В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, В.Г. Хлопин и др., а также зарубежные геохимики Вашингтон, Фохт, Гевеши и др.

Среднее содержание химических элементов в земной коре, или кларк, измеряют в процентах по массе. Ориентировочные расчеты содержания наиболее распространенных химических элементов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Главные химические элементы земной коры. % по массе

Элемент	Автор, год		
	Ф. Кларк, 1888	А.П. Виноградов, 1962	А.А. Беус, 1981 (без осадочных пород)
Кислород	46,28	47,0	46,1
Кремний	28,02	29,5	26,7
Алюминий	8,14	8,05	8,1
Железо	5,58	4,65	6,0
Кальций	3,27	2,96	5,0
Магний	2,77	1,87	3,0
Калий	2,47	2,50	1,6
Натрий	2,43	2,50	2,3
Титан	0,33	0,45	0,6
Фосфор	0,10	0,093	0,09
Сумма	99,32	99,6	99,49

В земной коре, как видно из приведенных данных, преобладает кислород. Далее по распространенности следует кремний и алюминий. Эти три элемента составляют более 80% массы земной коры. Если в расчет добавить еще семь наиболее распространенных элементов, то их общая сумма превысит 99%. Из-за преобладания в сумме кремния и алюминия (Si и Al) в земной коре ее называют оболочкой «сиаль». В этой геосфере известно 89 химических элементов, подавляющее большинство из которых относятся к группе редких и сверхредких. Так, по А.А. Беусу, кларк золота в материковой коре равен $1,7 \cdot 10^{-7}\%$. Кислород в земной коре содержится в виде оксидов, основными из которых являются SiO_2 (58%), Al_2O_3 (15%), Fe_2O и Fe_2O_3 (8%), CaO (6%). Другие химические элементы также редко встречаются в самородном виде, они чаще образуют различные химические соединения с определенными физическими и химическими свойствами (минералы, горные породы).

Между составными частями земной коры (слоями) и ее участками, в том числе между материковой и океанической корой, происходит постоянный обмен веществом. Этот обмен ведет к возрастанию с глубиной роли тяжелых элементов, однако заметного его влияния на «выравнивание» состава между двумя типами коры не обнаружено. Установлено, что в материковой коре

больше, чем в океанической, содержание оксидов Si, Na, K, P. В коре океанов отмечается большее содержание, чем на материках, оксидов Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn. В целом в химическом отношении материковая кора представляет собой смесь гранитов и базальтов, океаническая - смесь базальтов с богатыми оливином ультраосновными породами - перидотитами.

Химический состав мантии оценивают по аналогии с составом Солнечной системы (метеориты, Солнце) и по результатам сверхглубокого бурения океанического дна. В этих же целях используют глубинные породы рифтовых зон срединно-океанических хребтов, в которых мантийное вещество ближе всего подходит к земной поверхности. Неоценимую помощь в установлении состава мантии и ядра оказывают результаты экспериментов по ударному сжатию силикатов и металлов при высоком давлении.

Метеориты, падающие на Землю из космического пространства, подразделяют на каменные (92.8%), железо-каменные (1.5%) и железные (5.7%). Каменные метеориты преимущественно (около 85.7%) сложены хондрами. Сами хондры имеют крупитчатое строение; в них главными фазами являются силикаты типа $MgSiO_3$, $MgSiO_4$ и их аналоги (оливины, пироксены), затем металлический сплав Fe-Ni, FeS и некоторые другие вещества. В состав хондр включено около 47% SiO_2 , 30% MgO, 15% Fe_2O_3 , 3% Al_2O_3 и некоторые другие соединения. Железные метеориты представляют собой в основном твердые растворы никеля в металлическом железе. На долю самородного железа приходится около 91%, на никель - 8%, фосфор и кобальт - 1%. Железо-каменные метеориты наиболее редкие. По химическому составу они находятся в непрерывной последовательности от железных до каменных.

Главные элементы Солнца - водород и гелий. Здесь постоянно идут термоядерные процессы, сильно изменяющие во времени распространенность легких химических элементов (H, He, Li, Be, B). Если пренебречь этими пятью элементами, то, по А.П. Виноградову, распространенность остальных веществ на Солнце и в каменных метеоритах очень близка или даже идентична. Это послужило основанием для утверждения об аналогии состава и единстве происхождения вещества Солнца и метеоритов, для заключения о близости химического состава хондритов и вещества мантии. В последние годы усиленно исследуется подкорковый мантийный материал, особенно океанической коры. Эти работы указывают на то, что весь рассматриваемый подкорковый материал имеет однообразный ультраосновной характер и является производным метеоритного хондритового состава.

2. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

2.1. МАГНЕТИЗМ

Магнетизм - явление, известное людям задолго до нашей эры, которые использовали магнитное поле для практических целей.

Способность магнитов притягивать железо и установление полярности способствовало созданию компаса - главного прибора в мореплавании (П. Перегрин - 1269г. н. э.), а в дальнейшем применению магнитной стрелки для поисков магнитной руды (Гартман - 1544г. н. э.).

Гильберт (1540-1603г.г.) доказал, что Земля представляет собой грандиозное намагниченное тело с двумя полюсами, а в окружающем ее пространстве обнаруживаются магнитные силы при помощи стрелки компаса. В пространстве вокруг магнита расположено магнитное поле. Гильберт считал, что магнитная ось (магнитные полюса Земли) совпадает с географической. Это предположение в дальнейшем не подтвердилось. Теперь известно, что магнитные полюсы нашей планеты перемещаются вследствие вековых вариаций земного магнетизма. В настоящее время ось вращения Земли и магнитная ось не совпадают под углом $11^{\circ}13'$.

Физическая сущность магнетизма заключается в следующем. Атомы вещества состоят из ядра и электронов; электроны, вращающиеся вокруг своей оси, обладают магнитным моментом. Атомы железа или никеля устроены так, что часть их внутренних электронов имеет не скомпенсированные магнитные моменты, в то время как в атоме сложного вещества они, как правило, взаимно компенсируются. Когда имеет место магнитное взаимодействие некомпенсированных электронов соседних атомов, возникает магнетизм.

Для количественного описания магнитного поля приняты следующие определения. За единичный магнитный полюс магнита с единичной магнитной массой принят такой полюс, который отталкивается с силой в 1дину от равного ему полюса, помещенного в вакууме на расстоянии в 1см.

Напряженность же магнитного поля определяется по величине силой, которая действует в данной точке пространства на единичный северный магнитный полюс.

За единицу напряженности магнитного поля принят Эрстед. Если единичный полюс в магнитном поле испытывает силу, равную 1дине, то это значит, что напряженность поля составляет 1Эрстед. Напряженность магнитного поля у поверхности Земли невелика - около 0,5-0,6Э, поэтому при изучении строения недр пользуются более мелкими единицами - гаммой или нанатеслами (1гамма = 10^{-5} Э). По определению, направление вектора напряженности магнитного поля совпадает с направлением действия силы на северный полюс магнита, который вносят в поле. Пространственное изображение вектора напряженности геомагнитного поля схематически показано на рис.6.

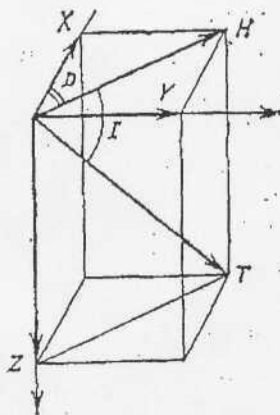


Рис.6. Элементы земного магнетизма

Его абсолютная величина обозначена буквой Т - это полный градиент геомагнитного поля. Согласно законам механики, положение этой силы в пространстве определяется двумя углами - наклоном I (угол между горизонтальной и вертикальной составляющими) и

склонением D (угол между горизонтальной и вертикальной составляющими) и склонением D (угол между плоскостями магнитного и географического меридианов). Сама же сила может быть разложена на вертикальную составляющую напряженности « Z » и горизонтальную « H ». Все эти параметры могут быть измерены.

Между геомагнитными элементами существует определенная связь

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2}, \operatorname{tg} I = \frac{Z}{H}, D = A - M,$$

где A - географический меридиан, M - магнитный.

За единицу напряженности магнитного поля принимают напряженность такого поля, при котором сила, действующая на единицу магнитной массы, равна одной дине.

Это сила, которая массе 1г сообщает ускорение 1м/с^2 .

Выдающийся немецкий ученый Гаусс (1777-1855г.г.) сделал фундаментальный вывод о том, что земное постоянное магнитное поле почти целиком обусловлено источниками магнетизма, заключенными внутри земного шара, и лишь незначительно зависит от явлений в околоземном пространстве.

Уже в XVI веке было установлено также, что элементы земного магнетизма в каждом месте планеты не постоянны, а претерпевают изменения во времени, в т. ч. суточные вариации (Грем - 1723г.). Кроме плавных вариаций наблюдаются и неперiodические возмущения - магнитные бури. Связаны они с появлением на Солнце пятен и факелов, число которых меняется с периодом около 11 лет.

Магнитное поле Земли непрерывно изменяется изо дня в день, из месяца в месяц, из года в год, и даже от века к веку. Поэтому на каждые 5-10 лет составляются в мировом масштабе карты магнитного поля Земли, которые позволяют вводить соответствующие поправки к ранее составленным.

Изменения поля в одних районах невелики, в других значительны, т. е. изменения поля за счет вековых вариаций не одинаковы для разных территорий планеты. На основе анализа скорости изменения вертикальной составляющей магнитного поля « Z » или горизонтальной « H » составляются карты изолиний. Эти карты показывают, что вековой ход поля имеет интересную закономерность: все изолинии « H » - составляющей концентрируются на земном шаре вокруг нескольких центров, называемых фокусами векового хода. В них изменения элементов магнитного поля происходит с максимальной скоростью.

Для вертикальной составляющей поля отмечается несколько зон, где величина ее из года в год растет или уменьшается. Насчитывается пять главных фокусов, где изменяется величина « Z » - составляющей за год: индонезийский (-130гамм), иранский (+110гамм), южноафриканский (+130гамм), атлантический (-110гамм) и южноамериканский (+160гамм).

Земля подобна намагниченному шару или цилиндрическому магниту, помещенному в его центре. Магнитное поле намагниченного шара имеет простое математическое выражение

$$T = \frac{M}{R^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi},$$

$$Z = \frac{2M}{R^3} \sin \varphi,$$

$$H = \frac{M}{R^3} \cos \varphi,$$

где M - магнитный момент; $M = ml$, m - масса, l - длина магнита; R - расстояние от центра шара до точки наблюдения; φ - магнитная широта (рис. 7).

Из формул видно, что на магнитных полюсах (при $\varphi = 90^\circ$) вертикальная составляющая Z и напряженность T имеют одинаковое значение $T = Z = \frac{2M}{R^3}$, а горизонтальная составляющая $H = 0$. Магнитная стрелка займет вертикальное положение, а наклонение $I = 90^\circ$.

На магнитном экваторе (при $\varphi = 0^\circ$) T и H имеют одинаковое значение

$$T = H = \frac{M}{R^3}, \text{ а } Z = 0.$$

Магнитная стрелка располагается горизонтально (наклонение $I = 0^\circ$). Это весьма приближенно с точностью до 25%. Магнитное поле Земли в действительности имеет более

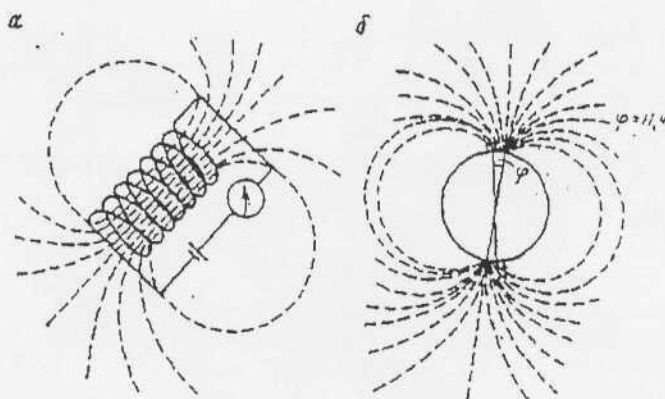


Рис.7. Магнитное поле, создаваемое током, текущим через катушку (а), и упрощенная схема магнитного поля Земли (б)

сложный характер и математические выражения, описывающие его, отличаются большой цепью формул.

Магнитные поля широко распространены во Вселенной. Они существуют у звезд, в космическом пространстве, у Солнца и у планет Меркурий, Венера, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун.

Вопрос о причинах магнетизма у космических тел, и в частности, у Земли до конца не решен. Предполагается, что магнитное поле Земли создается и поддерживается за счет так называемого динамо-механизма. Считается, что создание магнитного поля в ядре происходит также как в динамо-машине самовозбуждением. Принцип работы машины заключается в следующем. Пусть катушка проводов вращается во внешнем магнитном поле. Тогда за счет электромагнитной индукции в катушке возникает электрический ток. Ток создает магнитное поле, которое может усилить внешнее магнитное поле, что в свою очередь усиливает ток в катушке и т. д.

Жидкое земное ядро не похоже на динамо-машину. Но в принципе, если в жидком проводящем ядре по каким-либо причинам возникает тепловая или гравитационная конвекция, то возникает некоторая система гидродинамических течений, система течений проводящей жидкости. Это течение проводящей жидкости может рассматриваться аналогично движению проводника. При пересечении проводящим током силовых линий магнитного поля в проводящем потоке возникает электрический ток, который создает магнитное поле, усиливающее эл. ток и т. д. Процесс будет продолжаться до тех пор, пока не возникнет стационарное магнитное поле и различные динамические процессы не уравняют друг друга.

Теория геомагнитного поля, основанная на описанном принципе, называется теорией гидромагнитного динамо (ГД). Теоретические модели, в которых скорость движения жидкости считается заданной, а определяется магнитное поле, называются кинематическими моделями земного динамо и именно ими ограничиваются на практике для понимания геомагнетизма.

2.2. ОСНОВНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ТЕОРИИ МАГНЕТИЗМА

Интенсивность магнитного поля магнита считается сосредоточенной в двух точках, называемых полюсами. Сила притяжения между двумя разноименными полюсами или сила отталкивания двух одноименных полюсов изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния между ними. Единичным магнитным полюсом называется полюс такой напряженности, который, находясь в воздухе (точнее в вакууме) на расстоянии 1 см от такого же полюса, создает силу, равную 1 дина (или $1 \text{ г} \cdot \text{см} \cdot \text{сек}^{-2}$). Сила, в динах, возникающая между двумя точечными магнитными массами «F» определяется законом Кулона:

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

где m_1 и m_2 - точечные магнитные массы; r - расстояние между ними μ - магнитная проницаемость, характеризующая магнитные свойства среды, в которой находятся магнитные массы. Если массы разного знака - действует сила притяжения; одного знака - сила отталкивания. Принято считать, что сила притяжения направлена по «r» от отрицательной массы к положительной.

Сила, действующая на единичную магнитную массу, называется напряженностью магнитного поля « \vec{T} ». Положив в формуле $m_2=1$, получим

$$T = \frac{m}{\mu r^2}.$$

Напряженность магнитного поля - вектор, совпадающий по направлению с силой « F ».

✓ Магнитное поле называется однородным, если величина и направление вектора напряженности поля остаются неизменными в каждой точке рассматриваемой области пространства.

Основная величина, характеризующая магнитные свойства вещества, это магнитный момент, который определяется как произведение тока, протекающего в замкнутом контуре, на площадь этого контура. Магнитный момент есть вектор, направленный по нормали к плоскости контура. Можно дать и другое определение магнитного момента, исходя из понятия магнитного диполя, которым называется система из двух разноименных точечных магнитных масс (полюсов), находящихся на расстоянии $2dl$ друг от друга, малом по сравнению с расстоянием « r » до рассматриваемых точек поля (рис.8).



Рис.8. Элементарный магнитный диполь

Магнитный момент диполя

$$dM = 2m \vec{dl}$$

направлен вдоль линии ($2 \vec{dl}$), соединяющей полюсы от южного к северному. Если говорить о магнетизме объемных масс конечных размеров, то магнитный момент определяется как векторная сумма моментов магнитных диполей, заключенных в объеме этого тела

$$\vec{M} = \sum dM.$$

Магнитное поле и магнитный момент - векторные величины. Следовательно, в магнитном поле напряженностью T на магнит, обладающий моментом M , действует сила

$\vec{F} = \vec{T} + \vec{M}$. Уравнение означает, что результирующая сила направлена по нормали к плоскости, в которой лежат векторы T и M .

Когда магнит окружен средой, способной намагничиваться, сама среда приобретает определенный магнитный момент на единичный объем « dV ». Он называется интенсивностью намагничивания среды

$$I = \frac{dM}{dV}.$$

Это векторная величина, направленная вдоль намагничивающего поля. У однородно намагниченного тела вектор интенсивности намагничивания одинаков по всему объему. Для большинства сред направление намагничивания совпадает с направлением магнитного поля. Поэтому, если намагничиваемое тело поместить в магнитное поле, оно приобретает определенную степень намагниченности, пропорциональную полю и зависящую от степени намагничивания. Мера степени намагничивания называется магнитной восприимчивостью « χ ». Таким образом

$$\vec{I} = \mu \chi \vec{T},$$

где T - намагничивающее поле; μ для воздуха, воды $=1$; χ - безразмерная величина. Все материалы по характеру намагничивания можно подразделить на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных материалов намагничивание происходит в направлении, противоположном действующему на материал внешнему магнитному полю; в этом случае магнитная восприимчивость будет отрицательной ($\chi < 0$). Диамагнитные свойства имеют вода, нефть, соль, золото, серебро, медь и др.

У парамагнитных материалов намагничивание происходит в направлении, совпадающем с внешним магнитным полем и тогда $\chi > 0$. Такими свойствами обладают кислород, кобальт, никель и др. Величина магнитной восприимчивости у диамагнетиков невелика и составляет 10^{-5} единиц СИ; у парамагнитных материалов 10^{-3} единиц СИ.

Ферромагнитные материалы характеризуются положительными и очень высокими значениями χ - до нескольких единиц СИ.

Сущность магнетизма покажем на примере намагничивания ферромагнетиков под воздействием внешнего магнитного поля T . Из курса физики известно, что этот процесс характеризуется графиком - петлей магнитного гистерезиса (рис.9).

Если приложить постепенно возрастающее внешнее магнитное поле к ненамагниченному ферромагнетику, то его намагничённость вначале возрастает по кривой А (это следует из последней формулы), пропорционально напряженности поля T .

При больших значениях поля произойдет «магнитное насыщение» материала (I_s), т.е. формула перестает быть справедливой:

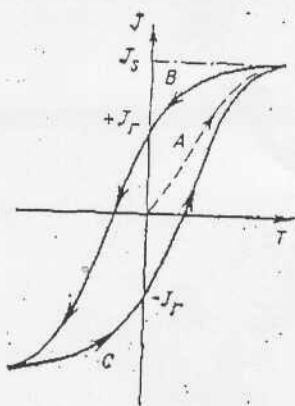


Рис.9. Петля магнитного гистерезиса

дальнейшее увеличение поля T не повышает намагничённость I . При постепенном уменьшении напряженности внешнего магнитного поля происходит размагничивание ферромагнетика (процесс характеризуется кривой В). При полном отсутствии поля ($T=0$), материал сохранит некоторую часть прежней намагничённости ($+I_{ост.}$), которая называется **остаточной намагничённостью**. При смене знака внешнего магнитного поля вначале намагничённость уменьшается до нуля, а затем будет возрастать в отрицательном направлении до магнитного насыщения. Если затем внешнее поле убирать до нуля, то материал приобретет теперь отрицательную остаточную намагничённость - $I_{ост.}$. Процесс повторяется. График носит название «петля гистерезиса» (гистерезис - «отставание»). Сила, необходимая для полного размагничивания вещества, называется коэрцитивной.

В магнитном поле ферромагнетик становится сам постоянным магнитом, т. е. создает собственное (внутреннее) магнитное поле \vec{T}_1 , которое связано с внешним полем \vec{T} :

$$\vec{T}_1 = \mu\chi \vec{T}.$$

Сумма внешнего поля \vec{T} и внутреннего \vec{T}_1 ферромагнетика называется магнитной индукцией \vec{B}

$$\vec{B} = \vec{T} + \vec{T}_1$$

Это одна из основных характеристик магнитного поля. Величина и направление вектора \vec{B} в некоторой точке подчиняется закону Ампера и определяется силой, действующей на элемент проводника с током, помещенный в эту точку.

Модули векторов \vec{B} и \vec{T} связаны соотношением

$$\vec{T} = \frac{\vec{B}}{\mu}$$

Магнитное поле называется однородным в некотором объеме, если величина и направление векторов \vec{B} и \vec{T} во всех точках этого объема остаются постоянными. В противном случае поле называется неоднородным.

Основные магнитные параметры сведены в таблицу №4.

Таблица №4

ТАБЛИЦА ОСНОВНЫХ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ

Параметр, индекс	Определение	Единицы измерения	
		система СГС	система СИ
1	2	3	4
Намагниченность, I	Магнитный момент единицы объема. Обусловлен плотностью магнитного потока (магнитной индукцией B) и напряженностью магнитного поля.	Эрстед $\times 10^6$ ед.	Ампер/м
Остаточная намагниченность, $I_{ост.}$	Намагниченность, создаваемая магнитным полем и сохраняющаяся после прекращения его действия.	-----«-----	-----«-----
Индукционная намагниченность, $I_{инд.}$	Намагниченность, исчезающая после прекращения действия магнитного поля.	-----«-----	-----«-----
Намагниченность насыщения, I_n	Максимальная намагниченность, возникающая в веществе под действием сильного магнитного поля.	-----«-----	-----«-----
Термоостаточная намагниченность, I_t^0	Намагниченность при постоянной температуре	-----«-----	-----«-----
Удельная намагниченность, $I_{уд.}$	Намагниченность, отнесенная к единице массы с плотностью $\sigma: I_{уд.} = \frac{I}{\sigma}$.	-----«-----	-----«-----
Магнитная восприимчивость, χ	Способность вещества намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля.	10^{-6} ед	—
Магнитная проницаемость, μ	Способность вещества изменять свою магнитную индукцию под действием внешнего магнитного поля.	10^{-6} ед.	Генри/м

Коэрцитивная сила T_c	Величина магнитного поля, необходимая для полного размагничивания вещества.	Эрстед	Ампер/м
Температура Кюри	Температура, при которой ферромагнитные вещества переходят в парамагнитные.	Градусы Цельсия	Градусы Цельсия
Параметр $Q = \frac{I_{ост.}}{I_{инд.}}$	Отношение остаточной намагниченности к индукционной.	Безраз-мерная	Безраз-мерная

2.3. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Регистрируемое на поверхности Земли магнитное поле можно разложить на две части: основное (постоянное) поле, на которое приходится 99%, и переменное поле - около 1% его полной величины.

Источники постоянного поля расположены внутри Земли, а переменного - в ионосфере Земли. Вопрос об источниках основного поля до сих пор остается до конца не выясненным. Одна из гипотез основывается на фундаментальном законе природы, согласно которому любое вращающееся тело обладает магнитным моментом.

Другая основывается на представлении земного ядра как гигантского постоянного магнита, которое возможно состоит из железа и никеля, т. е. является ферромагнитным. Однако, известно, что вещество размагничивается при температурах выше точки Кюри. Поскольку точка Кюри для железа 770°C , для никеля 360°C , а температура ядра не менее 2000°C , то оно не может быть постоянным магнитом.

Наиболее приемлемой может быть гипотеза, согласно которой магнитное поле Земли создается электрическими токами в ядре. Предполагается, что токи индуцируются и поддерживаются подобно самовозбуждающемуся динамо, о чем упоминалось выше.

Магнитное поле на поверхности Земли в первом приближении может быть таким же, как поле сферы, намагниченной по оси, составляющей с осью вращения Земли, примерно, угол 11° . Но это очень приближенно. В действительности оно имеет более сложный характер, т. к. кроме поля, вызванного шаром, содержит значительное количество так называемых магнитных аномалий. На земной поверхности имеются участки, в пределах которых магнитное поле претерпевает резкие изменения на небольшом расстоянии (первые километры и даже метры). Величина измеренного поля включает в себя все его составляющие, которые в общем виде могут быть представлены следующей структурой

$$T = T_d + T_m + T_c + T_a,$$

где: T - абсолютное значение поля (измеренное); T_d - поле диполя (намагниченного земного шара); T_m - поле материков (крупных магнитных масс, соизмеримых по размерам с материками); T_c - поле, обусловленное внешними источниками (токами в ионосфере), так называемые вариации, по интенсивности они являются слабыми и составляют 0,1% максимального поля; T_a - вектор напряженности аномального поля, обусловленного намагниченными геологическими объектами в основном земной коры.

Первые три составляющие в сумме носят название главного геомагнитного поля земли.

Последняя составляющая фактического геомагнитного поля является главным объектом исследований при решении геологических задач - изучения строения и вещественного состава земной коры.

$$T_a = T - (T_d + T_m + T_c) = \Delta T$$

В зависимости от размеров аномалий различают магнитные аномалии локальные и региональные. К первым относят аномалии, имеющие плановые размеры до первых километров; к региональным - сотни километров.

Интенсивность аномалий на Земле бывает самая различная, в т.ч. превышающая во много раз величину нормального поля ($T_d + T_m$). Так, известная Курская магнитная аномалия достигает 1,8эрстеда, в то время как величина нормального значения имеет на полюсах 0,65эрстеда, а на экваторе 0,35эрстеда.

Земной магнетизм можно объяснить тем, что горные породы, из которых состоит земная кора и мантия, обладают значительным намагничиванием (ферромагнитная гипотеза объяснения магнитного поля Земли).

Земная кора и оболочка создают значительную часть общего магнитного поля Земли.

Наблюдаемые вековые изменения геомагнитного поля можно объяснить наличием в коре и мантии температурных, химических и механических процессов. Таким образом, магнетизм Земли (как и других планет) обязан своим происхождением физическим и механическим процессам, которые происходят в недрах.

Изучение магнетизма позволило обнаружить интересный факт: глиняные изделия (древние керамические сосуды, кирпичи и т.п.) обладают заметной намагниченностью, которую они приобрели во время обжига в печах. А намагнитило их магнитное поле Земли и сохраняется эта намагниченность чрезвычайно долго!

Свойство глиняных изделий «запоминать» магнитное поле Земли, существовавшее в момент их изготовления, специалисты используют для того, чтобы определить величину и направление древнего магнитного поля Земли тысячелетия назад. Это направление исследований получило название археомагнетизм. Установлено, что за последние 8000 лет магнитное поле Земли изменялось следующим образом. Напряженность поля T достигла максимального значения 2000 лет назад и была в 2 раза больше современной. В вековых изменениях склонения D и наклонения I обнаружена тенденция к периодичности, равной 1200-1500 лет.

Причины вековых изменений магнитного поля Земли кроются не только в недрах планеты. Солнечная активность, положение Земли относительно Солнца и других планет, центра Галактики также оказывают воздействие на различные процессы и явления, происходящие на Земле, в т.ч. и вековые изменения геомагнитного поля.

Одна из особенностей вековых геомагнитных изменений состоит в том, что наиболее интенсивные из них тяготеют к сейсмически активным зонам, т.е. районам землетрясений, а также современные движения земной коры, т.е. опускания или поднятия. В местах крупных разломов земной коры, уходящих на километры (глубинные разломы) монотонное течение векового хода нарушается: изменения становятся скачкообразными. В разломах и трещинах земной коры возникают упругие напряжения, сдвиги отдельных блоков земной коры, сопровождающиеся землетрясениями (Памир, Крым, Япония). Поэтому необходим магнитный мониторинг - непрерывное измерение элементов геомагнитного поля с помощью магнитовариационных станций (миниатюрных абсерваторий).

Магнитное поле Земли оказывает влияние на многие явления природы, в т.ч. на живые организмы, на свойства воды и т.п.

Магнитной памятью обладают и почти все горные породы, возраст которых достигает сотен миллионов лет. А это значит, что по остаточной намагниченности пород можно определить величину и направление магнитного поля Земли в далекие геологические эпохи, начиная со времени возникновения твердой оболочки Земли, т.е. провести палеомагнитные исследования.

Палеомагнетизм основан на предположении, что направление намагничивания, наблюдаемого в породах различного возраста, соответствует направлению магнитного поля Земли, существовавшему во время образования горной породы. Изверженные породы приобретают остаточную намагниченность в период остывания и кристаллизации. Такая намагниченность называется термоостаточной. Осадочные породы намагничиваются в момент осаждения: под влиянием магнитного поля Земли маленькие частицы магнетита или железняка, осаждаясь из раствора, устанавливаются подобно стрелкам компаса в направлении поля.

Палеомагнитные исследования позволяют решать важные геологические задачи - установить возраст пород, характер тектонических процессов. Например, если направление намагниченности пород, взятых из одного пласта, оказывается резко отличным от намагничивания пород, расположенных вблизи, то можно судить о том, какие смещения претерпели породы.

Намагниченные породы - ленты магнитофона, на которых природа записала сложную историю магнитного поля.

2.4. МАГНЕТИЗМ ПЛАНЕТ И КОСМИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА

При помощи спутников Земли и других планет, космических ракет произведены магнитные измерения на расстояниях, значительно превосходящих размеры земного шара. Установлено, что магнитное поле Земли «чувствуется» на удалении от нее на десятки, сотни тысяч километров (напомним, что средний радиус Земли 6378 км). Причиной этого может быть круговой электрический ток, текущий в западном направлении вокруг земного шара.

Вокруг Луны на расстоянии 20-22 тыс. км от нее зафиксировано магнитное поле, напряженностью более 800 гамм, что составляет ~ 80% нормального геомагнитного поля.

Установлена также область затухания магнитного поля Земли, граница, где оно встречается с космическим магнитным полем Солнца и полем солнечного ветра. Область эта называется магнитосферой, а сама граница магнитопаузой. Очертания этой границы имеют сложную форму, напоминающую гигантскую медузу, голова которой соответствует сжатой части магнитосферы, обращенной к Солнцу, а хвост образует силовые линии магнитного поля Земли, сносимые в сторону солнечным ветром. Распространяется магнитосфера на огромные расстояния от Земли: наименьшее составляет 60 тыс. км, наибольшее - более 100 тыс. км.

Источники космического магнетизма точно не известны. Возможно его создает ток электрически заряженных частиц, непрерывно выбрасываемых Солнцем в виде плазмы, а может быть его создает Галактика.

Магнитное поле существенно влияет на электрически заряженные частицы, которые движутся в магнитном поле.

От Солнца и из космического пространства на Землю непрерывно поступает поток электронов и протонов.

Магнитное поле на пути частиц устраивает своеобразные ловушки, попадая в которые частицы там задерживаются и не могут выбраться, образуя вокруг Земли радиационные пояса - внутренний, в котором преобладают электроны, и внешний.

Происхождение зон радиации (поясов) объясняется сложными процессами распада, ускорительного, других процессов радиации и выходят за рамки вопросов, рассматриваемых в геофизике.

Опишем лишь механизм магнитных бурь, влияющих на величину вариаций геомагнитного поля T_c . Считается, что приходящий от Солнца корпускулярный поток сжимает магнитное поле на обращенной к нему стороне Земли. Сжатие передается в виде гидромагнитной волны на Землю и отмечается как внезапное начало магнитной бури. Сжатие происходит до тех пор, пока отдельные частицы потока не проникнут в магнитное поле Земли. Так начинается первая фаза магнитной бури. Затем прорвавшиеся частицы, попадая в магнитную ловушку, совершают в ней спиралевидное движение от одного магнитного полюса к другому и одновременно смещаются от Земли в сторону. При этом уменьшается горизонтальная составляющая геомагнитного поля на Земле - начинается вторая фаза магнитной бури. Это одно, наиболее общепринятое объяснение происхождения магнитных бурь из ряда других.

Солнце представляет собой гигантский раскаленный газообразный шар диаметром 1.4 миллиона км, состоящий в основном из водорода, гелия и паров металлов - железа, никеля и др. Температура Солнца достигает в центре 10 миллионов градусов. В недрах Солнца, по-видимому, происходит термоядерная реакция, в результате которой высвобождается огромное количество энергии. На поверхности Солнца температура всего 6000°C , но на расстоянии нескольких тысяч км от поверхности она снова возрастает до миллиона градусов. Эта внешняя горячая оболочка планеты называется короной.

Солнце совершает медленное вращение вокруг своей оси со скоростью один оборот за 27 суток и движется в космическом пространстве вокруг центра Галактики со скоростью 240 км/с.

В результате бурных взрывных процессов в раскаленных солнечных недрах вырабатываются громадные потоки плазмы. Изменение солнечной активности вызывает на Земле перемены в геомагнитном поле, климате, других явлениях. Цикличность ее различна: от десятков лет до суточных вариаций, что и находит отражение в изменении магнитного поля Земли.

Магнитное поле Солнца обнаружено в 1908 г. (Хэл) с помощью спектроскопического прибора, который по величине расщепления спектральных линий позволяет определить величину магнитного поля (так наз. «Эффект Зеемана», о котором будет сказано ниже). Средняя величина магнитного поля на Солнце по Хэлу оказалась равной ~ 20 эрстед, что в 40 раз больше величины магнитного поля Земли. Позднее было установлено, что общее магнитное поле

Солнца много слабее (1-2 эрстеда) за счет появления отдельных пятен со сложной структурой и различной полярностью (биполярные магнитные поля). Установлено также, что говорить о постоянно существующем магнитном поле Солнца не приходится из-за непрерывно происходящих бурных процессов, сопровождающихся вихревым движением плазмы.

Луна -естественный спутник Земли и представляет собой твердый шар радиусом 1700км, т.е. в 4 раза меньше Земли. Масса Луны в 81 раз меньше массы Земли. Интересно отметить, что Луна вращается вокруг своей оси с той же средней скоростью, что и Земля.

Учитывая сравнительно небольшую массу Луны, можно предположить, что магнитное поле Луны примерно в 1000раз меньше магнитного поля Земли. Если магнитное поле Земли ~ 0.5 эрстед, то Луны $5 \cdot 10^{-4}$ эрстед, т.е. очень мало и находится в пределах точности измерений

Пробы породы, доставленной с Луны показали, что лунный камень оказался магнитным, а по величине магнитной восприимчивости близким к изверженным породам на Земле- базальтов, диабазов и др. Следовательно породы Луны способны намагничиваться под влиянием внешнего магнитного поля и создавать вокруг себя собственное поле. Это говорит об однородности «строительного материала» планет Земля и Луна. В отличие от Земли, в магнитном поле которой преобладает в целом поле диполя (однородно намагниченного шара), на Луне, по -видимому, действуют в основном аномальные поля. В.И. Почтарев (1967г.) смоделировал магнитное поле Луны, исходя из метеоритной гипотезы происхождения планет, согласно которой ядро планет принимается по составу железным, а оболочка - силикатной (каменные метеориты). Согласно его расчетам магнитное поле T может быть вычислено по формуле

$$T = 8I,$$

где I - средняя намагниченность Луны, состоящей в основном из каменных метеоритов. Для экватора $T = 0,015$ эрстед, для полюсов $T = 0,030$ эрстеда. Полученные значения больше измеренных, средняя намагниченность вещества Луны в целом меньше средней намагниченности каменных метеоритов.

Исследования магнетизма Венеры показали (1967г.), что как и у Луны, у Венеры общее магнитное поле практически отсутствует, видимо, из-за отсутствия жидкого проводящего ядра, в котором возникали бы электрические токи и магнитные поля. Другое объяснение - слишком высокая температура (475°C на поверхности и до 800°C в недрах).

На Марсе также отсутствует общепланетарное магнитное поле, или оно слишком мало (на расстоянии более 13000км от центра планеты зафиксирована величина 0,00005 эрстеда.

Юпитер обладает сравнительно сильным магнитным полем до 5 эрстед.

Что касается других планет (Меркурий и планет-гигантов), то достоверных данных о магнитных полях пока нет. Дело за космическими исследованиями.

Падающие на Землю метеориты бывают трех видов - железные, каменные, железокремниевые. Железные состоят почти целиком из никелистого железа, не встречающегося на Земле. Каменные похожи на земные горные породы - базальты или диабазы. В метеоритах содержатся те же химические элементы, что и в породах Земли. Следовательно их намагниченность определяется присутствием в них магнитных минералов (железа, магнетита, титана и т.п.).

2.5. МАГНИТОРАЗВЕДКА

Магнитная разведка предусматривает изучение многих вопросов геологии и основана на различии магнитных свойств горных пород, которые определяются содержанием в них ферромагнитных минералов. Эти различия проявляются в появлении магнитных аномалий « ΔT » (см. выше): чем выше намагниченность (магнитная восприимчивость) горных пород, тем интенсивнее аномалии магнитного поля Земли. Особенно интенсивные аномалии (возмущения) создают изверженные породы основного и ультраосновного состава, магнетитовые железные руды и др. Для выделения аномалий проводят магнитную съемку на поверхности Земли, на воде или в воздухе на борту самолета (аэромагнитная съемка).

Данные магниторазведки используют с целью изучения регионального строения территорий - тектонического районирования, поисков месторождений полезных ископаемых.

Исходя из общих теоретических предпосылок изучения магнитного поля Земли, изложенных в первом разделе пособия, рассмотрим методические и физико-геологические основы магниторазведки.

2.5.1. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы в зависимости от вещественного состава обладают различной намагниченностью I , состоящей из двух составляющих: остаточной намагниченности $\vec{I}_{\text{ост.}}$ и индукционной $\vec{I}_{\text{инд.}}$.

$$\vec{I}_{\text{г.п.}} = \vec{I}_{\text{ост.}} + \vec{I}_{\text{инд.}}$$

Первая - та, которая возникла в процессе образования горной породы под действием существовавшего в то геологическое время магнитного поля Земли; а вторая составляющая - наведенная (индукционная) намагниченность, которой обладают горные породы под действием современного, существующего в данный момент геомагнитного поля. Если снять намагничивающее поле, то исчезнет $\vec{I}_{\text{инд.}}$.

Как указывалось выше, степень намагничения вещества определяется магнитной восприимчивостью « χ » ($\chi = I/T$, см. раздел 1) и по этому свойству все горные породы условно можно разделить на 4 группы:

- практически немагнитные ($\chi < 2 - 3 \times 10^{-6}$ единиц системы СГС);
- слабомагнитные ($\chi = 3 - 50 \times 10^{-6}$ ед.);
- среднемагнитные ($\chi = 50 \div 1000 \times 10^{-6}$ ед.);
- сильномагнитные ($\chi = 1000 \div 20000 \times 10^{-6}$ ед.).

Величина « χ » для горной породы зависит от количества в ней таких магнитных минералов как магнетит (F_3O_4), гематит (F_2O_3), титаномагнетит (Ti_3O_4), титаногематит (Ti_2O_3) и др.

Значения магнитной восприимчивости некоторых горных пород приведены в таблице №5.

Таблица №5

Таблица значений магнитной восприимчивости χ горных пород

Порода	Среднее значение $\chi \times 10^{-6}$ ед. СГС	Порода	Среднее значение $\chi \times 10^{-6}$ ед. СГС
Гранит	+2000	Песчаник	+20
Сиенит	+3500	Глина	+50
Андезит	+1000	Известняк	+5
Габбро	+4000	Каменная соль	± 0
Базальт	+7000	Уголь	± 0
Гнейс	+200	Гипс	-1
Сланцы	+2000	Нефть	-2
Филлит	+200	-	-

Отметим, что магнитная восприимчивость метаморфических и изверженных пород изменяется в широких пределах (в таблице приведены средние значения), но при любых вариациях установлено возрастание магнитной восприимчивости от кислых к основным породам; а осадочные породы в целом значительно ниже по магнитной восприимчивости, чем магматические и метаморфические.

В связи с этим последние создают сравнительно большие магнитные аномалии, чем осадочные породы.

На магнитные свойства горных пород большое влияние оказывают температурные условия, в которых находятся породы: при температурах выше точки Кюри горные породы размагничиваются. Если принять средний температурный градиент Земли $33^{\circ}C/km$, то размагничивание пород наступает на глубинах 20-30км. Поэтому принято считать, что источники магнитных аномалий, обусловленных горными породами не могут находиться на глубинах более 30км.

Связь магнитных аномалий с геологическими телами в разрезе земной коры подтверждается сопоставлением аномалий со строением коры. Для практического использования магнитных аномалий при геологических исследованиях необходимо располагать

достаточно полными сведениями о магнитных свойствах горных пород, слагающих разрез. Существует ряд способов изучения магнитной восприимчивости горных пород по их образцам специальными приборами - «каппаметрами». Сведения о намагниченности горных пород позволяют истолковать наблюдаемые аномалии с позиций геологических исследований вплоть до оценки размеров аномалеобразующих масс, в том числе рудных тел и т.п.

Для определения величины магнитных аномалий необходимо измерить геомагнитное поле, его абсолютное значение, а затем вычесть из него нормальное (общее) поле и суточные вариации (см. раздел 1).

Для измерения элементов магнитного поля применяют приборы - магнитометры.

2.5.2. МАГНИТОМЕТРЫ

Различные приборы (магнитометры) предназначены для измерения какого-либо одного элемента, например, горизонтальной H , или вертикальной Z составляющей или полного вектора напряженности T . Простейшим прибором для измерения H или Z составляющих является магнитная стрелка.

Современные приборы основаны на ядерных явлениях, процессах.

Принцип действия квантового магнитометра основан на известном в физике эффекте Зеемана, заключающемся в том, что уровни энергии атомов или ядер, обладающих магнитным моментом, в магнитном поле расщепляются на несколько подуровней - E_1, E_2, \dots, E_n .

Разность энергий ΔE между подуровнями зависит от напряженности T магнитного поля:

$$\Delta E = \hbar \gamma T,$$

где \hbar - постоянная Планка; γ - отношение магнитного момента атома или ядра к моменту механическому (моменту количества движения) - по Яновскому Б.М. $\gamma = 26753.1 \text{э}^{-1} \text{сек}^{-1}$.

По законам квантовой механики частота перехода квантов ω между энергетическими уровнями соответственно E_1 и E_2 выражается формулой:

$$\omega = (E_1 - E_2) / \hbar.$$

Частота перехода между зеемановскими подуровнями:

$$\omega = \Delta E / \hbar = \gamma T.$$

Отсюда следует, что частота квантового перехода ω пропорциональна напряженности магнитного поля T . Это соотношение положено в основу измерений магнитного поля квантовыми магнитометрами.

Другой прибор - протонный (ядерный) магнитометр основан на явлении магнитной прецессии, которое создает ядро водорода (протона). Так как магнитный момент ядра кислорода равен нулю, обычную воду можно использовать в качестве набора протонов.

С помощью соленоида вокруг сосуда с жидкостью создается сильное магнитное поле T_0 (напряженность ~ 100 эрстед). Направление поля близко к перпендикулярному измеренному магнитному полю Земли. Продолжительность намагничивания жидкости 1-2сек. По истечении этого времени поле выключается. Вектор ядерного намагничивания будет стремиться ориентироваться по направлению поля T , совершая за время процесса перехода из направления T_0 в направление T движение вокруг вектора T .

Вектор ядерного намагничивания наводит переменную ЭДС с частотой ω в приемной катушке, окружающей сосуд с жидкостью. Катушка возбуждения (соленоида) одновременно является и приемной катушкой. Частота движения ориентированного поля T (вектора ядерного намагничивания) будет равна частоте наведенной ЭДС. Частота сигнала связана с величиной геомагнитного поля соотношением:

$$\omega = \frac{\gamma}{2\pi} (1 - \rho) T,$$

где ρ - малая величина; $\gamma \sim 26753.1 \text{э}^{-1} \text{сек}^{-1}$. Если обозначить $\frac{\gamma(1-\rho)}{2\pi} = K$, то

$$\omega = KT,$$

Оба описанных магнитометра позволяют измерять магнитное поле Земли с точностью до сотых долей нТл.

Имеются и другие типы магнитометров, но погрешность измерения ими выше, чем у ядерных. Последние позволяют измерять геомагнитное поле и в движении - на автомобилях, морских судах, самолетах.

2.5.3. МАГНИТНЫЕ СЪЕМКИ

Магниторазведку, как и другие геофизические методы, проводят либо по площади, либо по профилю (маршруту), по определенной методике, которая предусматривает выполнение ряда процедур. Основными параметрами съемки являются следующие:

- 1) плотность (густота) сети измерений магнитного поля;
- 2) кратность измерений по сети съемки.

Первый параметр означает расстояние между профилями, вдоль которых измеряют поле и расстояние между точками на профиле.

Например, профили один от другого могут находиться на расстоянии друг от друга 1000м или 100м, а расстояние между точками наблюдений при дискретных измерениях магнитного поля 50м или 25, 10 и пр. Такая система наблюдений определяет густоту сети при площадной съемке, по результатам которой составляется карта магнитного поля Земли, аномального поля.

При профильной съемке результативными материалами являются графики (кривые) распределения магнитного поля, аномалий вдоль линии наблюдений.

Различают наземные, аэромагнитные и морские съемки. При наземных магнитных съемках в большинстве случаев измеряют приращения вертикальной составляющей напряженности геомагнитного поля ΔZ , или полного вектора напряженности ΔT :

Аэромагнитные съемки проводят на определенной высоте и при определенной скорости полета самолета. Чем больше высота полета, тем больше будет фиксироваться действие крупных аномалеобразующих тел и сглаживается влияние небольших тел.

Поэтому крупномасштабные съемки нецелесообразно проводить на большой высоте, поскольку магнитные аномалии от небольших, близкорасположенных к дневной поверхности тел будут иметь малую интенсивность и могут исчезнуть при удалении на большую высоту (см. закон Кулона). Если же задачей съемки является региональное изучение тектонических элементов земной коры, то съемку проводят на большой высоте, т.к. в этом случае влияние мелких тел будет в значительной степени сглажено.

Измерения элементов геомагнитного поля при морских съемках выполняют в условиях движения судна с помощью квантовых и протонных магнитометров, которые помещают в специальные стабилизирующие устройства, буксирующиеся на расстоянии 2-3 размера судна.

Особенностью наблюдений на море является наличие помех, вызванных морскими волнами, т.к. при движении проводника в магнитном поле в нем индуцируется электрический ток. Морская волна и является проводником, что создает электромагнитные эффекты, искажающие реальное геомагнитное поле. Сложности возникают и при учете суточных вариаций поля, что также влияет на точность измерений истинного магнитного поля Земли.

По данным магнитных съемок в каждом пункте наблюдений вычисляют магнитную аномалию путем вычитания из значения полного (измеренного) вектора напряженности поля T или вертикальной составляющей Z нормальное значение геомагнитного поля (см. раздел I). Последнее снимают с карт нормального поля. Кроме этого в наблюдаемые значения T или Z вводят ряд поправок, основной из которых является поправка за вариации магнитного поля во времени.

Результаты магнитных съемок представляют в виде графиков аномалий $\Delta T_{ан}$ или $\Delta Z_{ан}$ или карт аномалий ΔT_a (ΔZ_a).

2.5.4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (ОБЪЯСНЕНИЕ) МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Задачей интерпретации является определение геологической природы магнитных аномалий, т.е. решение вопроса - какие геологические тела вызывают те или иные аномалии? В зависимости от размеров, формы, глубины залегания и намагниченности источника аномалий последние будут иметь свои характеристики - размеры в плане, форму, знак, простирание, интенсивность.

Во многих случаях наблюдается хорошее соответствие между геологическими границами и геофизическими: смена литолого-петрофизических свойств горных пород, как правило, сопровождается перепадом намагничения, а следовательно геометрия границ находит свое отражение в характере магнитных аномалий. Чем более крутые границы и намагниченность геологического тела - тем больше аномалии.

Интерпретацию данных магниторазведки условно можно подразделить на качественную и количественную. Первая основана на применении метода аналогий и сопоставлении данных магниторазведки с данными других геофизических методов и бурения. Например, если на одном из участков исследуемой территории выявлено аномалеобразующее тело с установленными параметрами (размеры, форма, глубина залегания, намагниченность) и на этом участке зафиксирована магнитная аномалия определенного типа, то можно утверждать, что и на другом участке, где наблюдается подобная аномалия, природа ее такая же, как и на первом. Конечно, заключение это носит условно-вероятностный характер, но во многом может ориентировать интерпретатора для решения общих геологических задач - тектонического районирования территорий.

Данные магниторазведки интерпретируют по графикам и картам аномалий вертикальной составляющей ΔZ_a , горизонтальной ΔH_a или полного вектора напряженности магнитного поля ΔT_a . Интерпретация последнего затруднена, т.к. обычно не известно направление вектора напряженности T . Поэтому ΔT_a необходимо пересчитывать в аномалии ΔZ_a . Такой пересчет отпадает, если съемки выполнены в высоких геомагнитных широтах, где угол наклона вектора T достаточно большой и можно считать, что $T \approx Z$. В частности это относится к большей части территории России.

Приступая к интерпретации данных магниторазведки, вначале проводят классификацию магнитных аномалий по ряду признаков: форме, размерам, простираению, интенсивности, горизонтальному градиенту т.п. Сопоставляя карту магнитных аномалий с имеющимися геологическими, геофизическими данными прогнозируют геологическую природу магнитных аномалий.

Результатом качественной интерпретации является определение планового расположения аномалеобразующих тел. Приступая ко второму этапу интерпретации необходимо составить хотя бы приближенное представление о том, какими геологическими телами может быть вызвана та или иная наблюдаемая аномалия. Для этого прибегают к решению прямой задачи, которая ставится следующим образом: дано аномалеобразующее тело, имеющее определенные размеры, форму, глубину залегания и величину намагниченности; требуется найти магнитную аномалию вдоль оси Ox в 2^x -мерном пространстве или в плоскости XOy в 3^x -мерном. Для решения задачи в случае тел простой геометрической формы существуют аналитические выражения, дающие однозначный ответ решения.

Покажем это на примере решения для шара. Из курса физики известно, что во внешнем пространстве напряженность магнитного поля однородно намагниченного шара совпадает с напряженностью поля магнитного диполя, расположенного в центре шара и имеющего тот же магнитный момент M . ($M = I \cdot V$, где I - намагниченность, V - объем шара). Вычисление вертикальной составляющей ΔZ_a производится по формуле

$$\Delta Z_a = M \frac{2(z - \zeta)^2 - (x - \xi)^2 - (y - \eta)^2}{r^5},$$

где $r = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2}$ - расстояние между точкой наблюдения с координатами x, y, z и точкой с координатами ξ, η, ζ , принадлежащей аномалеобразующему телу. Совместив начало координат с проекцией центра шара на плоскость XOZ и обозначив глубину ζ центра шара через h , получим

$$\Delta Z_a = M \frac{2h^2 - x^2 - y^2}{r^5},$$

где $r = \sqrt{x^2 + y^2 + h^2}$.

Поле ΔT_a при вертикальной намагниченности не отличается от поля ΔZ_a , т.е. описывается таким же выражением.

Вычисление аномалий по профилю, проходящему над центром шара по оси X получается по формуле

$$\Delta Z_a = \Delta T_a = M \frac{(2h^2 - x^2)(h^2 + x^2)}{r^5}$$

Аналогично можно вычислить и горизонтальную составляющую аномального поля ΔH_a .

Имеются точные формулы вычисления магнитных эффектов (аномалий $\Delta Z_a, \Delta T_a, \Delta H_a$) и для других тел простой геометрической формы: вертикального и горизонтального цилиндров (стержней), пласта, уступа и др.

Магнитные поля от тел сложной формы можно вычислять, аппроксимируя произвольную форму простыми телами, для которых имеются аналитические выражения. Представляя тело сложной формы набором простых тел и вычислив от них аномалии, затем суммируют полученные значения полей, получая эффект от всего тела.

На рис.10 показан пример представления сложной (произвольной) формы тела набором прямоугольников, вычислив от которых магнитные аномалии и просуммировав их, будем иметь поле, обусловленное заданным телом.

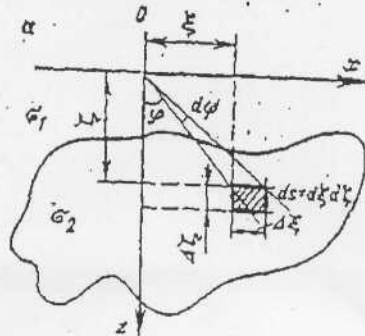


Рис.10.

Чем детальней аппроксимация, тем точнее решение прямой задачи.

Обратная задача ставится следующим образом: дано аномальное магнитное поле, требуется найти форму, размеры, глубину залегания и намагниченность аномалеобразующего тела.

Обратная задача однозначного ответа не имеет, но приближенно ее можно решить способом подбора, последовательно решая прямую задачу и сравнивая вычисленные поля с наблюдаемым. Это достигается последовательным перебором всех параметров тел, слагающих разрез до удовлетворительного совпадения расчетного (теоретического) поля и экспериментального (измеренного).

В способе подбора используется метод минимизации расхождений расчетного и наблюдаемого поля:

$$F = \sum_{i=1}^n [\Delta Z_H(x_i) - \Delta Z_{рас.}(x_i, P)]^2 \rightarrow \min,$$

где ΔZ_H и $\Delta Z_{рас.}$ - соответственно наблюдаемые и расчетные (теоретические) значения магнитных аномалий; P - параметр, характеризующий координаты и физические свойства тел.

Целесообразно добиваться совпадения теоретически вычисленных значений с наблюдаемыми до величины среднеквадратической погрешности (ошибки) определения аномалий $\Delta Z, \Delta T, \Delta H$.

Обратную задачу можно решать и для некоторых простых тел - шара, вертикального стержня и др. Например, можно найти по значениям поля ΔZ глубину залегания верхнего конца стержня. Однако, на практике обособленных тел правильной геометрической формы не встречается. Они могут быть лишь близкими по форме к таким телам и находятся в произвольном расположении относительно друг друга, создавая суммарный эффект, поэтому наблюдаемые аномалии геомагнитного поля отражают совокупное действие всех магнитных неоднородностей разреза, в то время как исследователя интересует только часть из них, как полезный сигнал.

Измеренное магнитное поле Земли отражает влияние всех составляющих, а аномальное поле - в основном обусловлено региональными и локальными неоднородностями (массами) Земной коры. Так, в суммарном аномальном поле находят отражение действие как крупных геологических тел, так и мелких. Первые создают региональные аномалии, вторые - локальные. С позиций спектрального анализа это низкочастотные и высокочастотные составляющие поля.

В одних случаях полезной информацией являются локальные аномалии, в других - региональные в зависимости от геологических задач, которые поставлены перед магниторазведкой. Следовательно, для выделения из суммарного магнитного поля аномалии от интересующего источника необходимо выполнить операцию разложения поля на его составляющие. Эта операция называется трансформацией (преобразованием) наблюдаемого аномального поля и позволяет ослабить влияние одних масс и усилить других.

Решение подобной задачи возможно в том случае, если аномалии различаются по своим свойствам, что вызывается различной глубиной залегания и размерами аномалеобразующих тел.

Способы разделения аномалий основаны на решении краевых задач математической физики, когда аномалии, заданные на поверхности, могут быть аналитически продолжены на новые уровни плоскости, расположенной выше или ниже первоначальной; на пересчете аномалий в значения производной более высокого порядка, осреднении и др.

Осреднение аномального поля в двухмерном случае (когда аномалии заданы в виде графика) можно показать на следующем примере: среднее значение вычисляется по формуле

$$\bar{\Delta z} = \frac{1}{2\ell} \int_{-\ell}^{+\ell} \Delta z(\xi - x) dx,$$

где 2ℓ - интервал осреднения; ξ - координата точки, к которой отнесено среднее значение аномалии.

В трехмерном пространстве осреднение производят по площади круга радиусом R - среднее значение аномалии, относящееся к центру круга вычисляют по формуле

$$\bar{\Delta z} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Delta z(R, \varphi) d\varphi,$$

где R - радиус круга.

Осредненное значение аномалии может соответствовать региональной составляющей поля. Чем больше интервал осреднения, тем все более крупные аномалии будут характеризовать региональную составляющую. Вычитая это значение из наблюдаемых значений, получают локальную аномалию

$$\Delta z_H - \bar{\Delta z} = \Delta z_{\text{исх.}}$$

Трансформация способом аналитического продолжения на новый уровень основана на следующих свойствах поля:

- аномалии от небольших неглубокозалегающих масс при пересчете на более высокий уровень от плоскости, на которой заданы аномалии, сглаживаются быстрее, чем региональные;
- аномалии возрастают при пересчете на уровень, расположенный ближе к аномалеобразующим массам.

Преобразование поля таким способом фокусирует аномалии: пересчет вверх или вниз (к источнику аномалий) фильтрует низкочастотные и высокочастотные составляющие.

Задача перевычисления аномалий на новый уровень h сводится к решению интеграла Пуассона

$$\Delta z(h) = \frac{h}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\Delta z(\rho, \varphi, 0)}{(\rho^2 + h^2)^{3/2}} \rho d\rho d\varphi,$$

Смысл выражения заключается в следующем. Пусть аномалия Δz в произвольной точке $P(\rho, \varphi, 0)$, находящейся на плоскости наблюдений S (рис.11), определена функцией $\Delta z(\rho, \varphi, 0)$, где $\rho = \sqrt{x^2 + y^2}$. Интеграл Пуассона позволяет найти значение аномалии в точке $O'(0, 0, z_0)$, расположенной выше начала координат на высоте « $+z_0$ ».

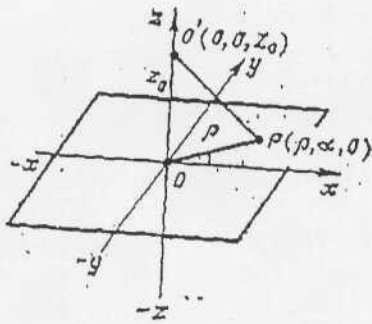


Рис.11.

Если вычислять значение аномалий ниже плоскости, то координата будет «- z_0 ».

Для аномалий, полученных на некоторой высоте над плоскостью, чем больше z_0 , тем больше сглаживаются локальные аномалии и остаются без изменения региональные. Вычитая из наблюдаемых значений аномалии, полученные на высоте z_0 получим значения локальных аномалий.

Существуют и другие методы локализации аномалий, например, метод пересчета наблюдаемых аномалий в высшие производные. Вычисление их является высокочастотным фильтром - чем выше порядок производной, тем все более мелкие детали будут отражаться в вычисленном поле производных.

2.5.5. ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Первые опыты магнитной съемки показали связь магнитных аномалий с геологическим строением земной коры. Характер геомагнитных аномалий различен для геосинклиналей и платформ, океанов и континентов. По магнитным аномалиям можно проследить простираение крупных складчатых сооружений, установить блоковое или слоистое строение кристаллического фундамента, выделить глубинные разломы и геоструктурные элементы литосферы, т.е. устанавливать особенности глубинного строения Земной коры и верхней мантии. Результаты геомагнитных исследований позволяют обосновать геотектонические построения.

Данные магниторазведки позволяют выявлять и проследивать интрузии различных изверженных пород. Наибольшую намагниченность имеют ультраосновные породы. Основные интрузивные породы могут быть как магнитными, так и немагнитными. Средние и кислые породы, чаще всего немагнитны. Взаимное проникновение одних в другие породы находит четкое отражение в форме и интенсивности магнитных аномалий. В магнитных аномалиях проявляются вулканические конусы, которые, как правило, магнитны (рис.12).

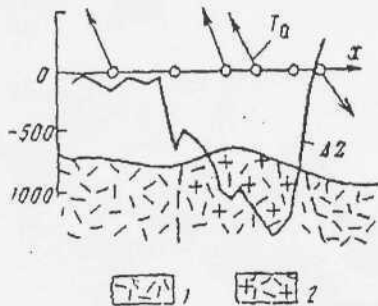


Рис.12. Кривая ΔZ над вулканом Бугалы в Центральном Казахстане
(по В.В. Донских и И.И. Кронидову, 1964г.).

1 - эффузивные липаритовые порфиры; 2 - жерловые липаритовые порфиры (некк)

Хорошими предпосылками к применению магниторазведки являются высокомагнитные железорудные месторождения, которые вызывают интенсивные магнитные

аномалии. Известная Курская магнитная аномалия была выявлена магниторазведкой. К ней приурочено крупнейшее месторождение железистых кварцитов. Аналогичные аномалии и месторождения выявлены в Криворожье, на Урале, в Сибири.

Кроме железорудных магниторазведкой обнаруживаются месторождения бокситов, характеризующихся повышенными магнитными свойствами (особенно каменные бокситы).

Как косвенный метод магниторазведку применяют и при поисках таких месторождений, как молибдена, вольфрама, никеля, золота, платины и даже нефти. При этом по данным магниторазведки выделяют перспективные площади под детальную геофизическую разведку.

Более подробно возможности магниторазведки при решении геологических задач изложены в специальном курсе «Магниторазведка».

3. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Гравиметрия - наука об измерении притяжения, имеющая огромное значение для изучения фигуры Земли, исследований взаимодействия планет, изучения строения земной коры с целью поиска полезных ископаемых. Эти цели могут быть достигнуты измерением силы тяжести на Земле или планетах Солнечной системы и установлением ее связи с формой и внутренним строением. Гравитационное взаимодействие наблюдается во всей Вселенной, определяя ее строение и эволюцию. Под влиянием гравитации (gravitas - тяжесть) формируются галактики и звездные скопления, создаются звезды и планеты, определяется их внутреннее строение и фигура.

Задачи гравиметрии решаются в рамках ньютоновой механики, геодезии, астрономии и геологии.

В широком понимании гравиметрия является древнейшей геофизической дисциплиной.

О шарообразной форме Земли люди догадывались еще в глубокой древности, а первые определения радиуса нашей планеты были выполнены Эратосфеном в 235г. до н.э. Но как наука гравиметрия стала развиваться со времени открытия Ньютоном (1643-1727г.г.) закона всемирного тяготения. Он же первым высказал мысль о том, что из-за вращения Земли ее фигура должна быть не сферой, а эллипсоидной. Ньютон впервые вычислил сжатие Земли

$$\alpha = \frac{a - b}{a},$$

где a - экваториальный радиус, b - полярный радиус планеты; $\alpha = \frac{1}{298}$.

Современная гравиметрия ведет свое начало от работы француза Клеро, который, основываясь на законе всемирного тяготения показал, что ускорение силы тяжести на поверхности земного сфероида как функция широты изменяется по закону

$$g = g_0(1 + \beta \sin^2 \varphi),$$

где φ - широта места; g_0 - ускорение силы тяжести на экваторе; $\beta = \frac{5}{2} q^{-\alpha}$, α - сжатие; $q = \frac{\omega^2 a}{g_0}$ -

отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе (ω - угловая скорость вращения Земли, a - ее большая полуось).

Согласно теории Клеро, чтобы определить сжатие планеты α достаточно определить гравитационное поле на ее поверхности. Следовательно, гравиметрия как геофизическая дисциплина изучает силу тяжести и ее распределение по поверхности Земли и определяет фигуру Земли по известному распределению силы тяжести.

Трудно переоценить значение гравиметрии для изучения внутреннего строения планет. Многие планеты имеют естественные спутники, наблюдения за которыми позволяют получить сведения о гравитационном поле планеты и, таким образом, указания о распределении масс в недрах планеты и ее сжатии.

3.1. ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ПРИТЯЖЕНИЯ

Согласно закону всемирного тяготения Ньютона все тела притягиваются друг к другу с силой, пропорциональной произведению масс взаимодействующих тел и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Для двух точечных масс закон можно записать в следующем виде

$$F = -f \frac{m_1 m_2}{r^2},$$

где m_1 и m_2 - массы, сосредоточенные в точках 1 и 2, r - расстояние между этими точками, f - коэффициент пропорциональности, называемый гравитационной постоянной, равный

$$6,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{см}^3}{\text{г} \cdot \text{сек}^2} \text{ в системе СГС и } 6,67 \cdot 10^{-11} \frac{\text{М}^3}{\text{кг} \cdot \text{сек}^2} \text{ в системе СИ.}$$

Коэффициент f является одной из фундаментальных постоянных физики и астрономии. В частности, он задает масштаб масс Солнечной системы. Выразить в абсолютной

мере силу притяжения между двумя массами, можно только зная величину f . Знание ее позволяет также вычислить среднюю плотность планет.

Помещая в точку наблюдения массу $m=1$, получим значение силы притяжения, отнесенное к единице массы, т.е. напряженность гравитационного поля

$$F=f \frac{m}{r^2}.$$

В этом случае значение притяжения будет численно равно сообщаемому массе ускорению, размерность которого м/сек^2 .

В качестве исходной единицы ускорения силы тяжести в гравиметрии принята единица см/сек^2 , именуемая Галлом (Гал) в честь итальянского ученого Галилео Галилея, впервые измерившего величину ускорения силы тяжести (сокращенно - силу тяжести) в 1590 году. Величина м/сек^2 в системе СИ равна 100 Гал. В гравиметрии удобно пользоваться тысячной долей Гал - миллиГал (мГал).

Среднее значение силы тяжести на Земле равно ~ 980 Гал.

Поле притяжения является потенциальным. Это значит, что каждой точке пространства соответствует некоторая непрерывная, имеющая непрерывные производные скалярная функция «V», производные от которой являются проекциями силы на оси координат x, y, z . Данному определению удовлетворяет функция, называемая потенциалом притяжения,

$$V=f \int_V \frac{dM}{r},$$

где dM - элемент массы, r - расстояние. Интеграл берется по всему объему притягивающей массы тела. Схема размещения притягиваемой «Р» (ξ, η, ζ) и притягивающей «А» (x, y, z) точек представлена на рис. 13.

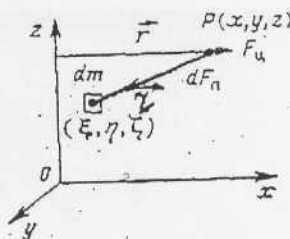


Рис. 13. Притягивающие массы в пространстве

Точка А принадлежит притягивающему телу Q. Расстояние r между точками А и Р можно выразить через координаты точек

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

а направляющие косинусы силы F - соотношениями:

$$\text{Cos}(F,x)=\frac{x-\xi}{r},$$

$$\text{Cos}(F,y)=\frac{y-\eta}{r},$$

$$\text{Cos}(F,z)=\frac{z-\zeta}{r}.$$

Имея это в виду и учитывая выражение потенциала притяжения при интегрировании по всему объему V притягивающего тела, получим

$$F_x=f \int_V \frac{\xi-x}{r^3} dm,$$

$$F_y=f \int_V \frac{\eta-y}{r^3} dm,$$

$$F_z = f \int_V \frac{\zeta - z}{r^3} dm.$$

Рассматривая эти выражения легко убедиться, что все они являются производными функции потенциала притяжения

$$V = f \int_V \frac{dm}{r}.$$

$$\begin{aligned} \text{Так, } \frac{\partial V}{\partial x} &= f \int_V \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2]^{1/2}} \right\} dm = \\ &= f \int_V \frac{\xi - x}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2]^{3/2}} dm = f \int_V \frac{\xi - x}{r^3} dm. \end{aligned}$$

$$\text{Аналогично: } F_y = \frac{\partial V}{\partial y}; F_z = \frac{\partial V}{\partial z}.$$

Силу, действующую на тело, можно определить согласно второму закону динамики (сила равна массе, умноженной на ускорение). Поскольку g - ускорение свободного падения тела массой m , получим, что сила притяжения Земли массы m , равна $F = mg$. Но так как

$F = f \frac{mM}{R^2}$, где M - масса Земли, сконцентрированная в ее центре, а R - радиус Земли, имеем:

$$g = f \frac{M}{R^2}.$$

Важным понятием в гравиметрии является понятие об уровне поверхности, такой, на которой значение потенциальной функции остается постоянным.

Рассмотрим перемещение притягиваемой точки P в произвольном направлении на расстояние dS (рис. 14). Тогда координаты получают приращение

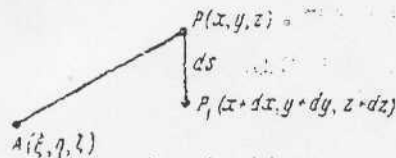


Рис. 14. Перемещение притягиваемой точки в пространстве

$$\begin{aligned} dx &= dS \cos(S, x) \\ dy &= dS \cos(S, y) \\ dz &= dS \cos(S, z) \end{aligned}$$

Потенциал в т. P_1 также получит приращение

$$dV = \frac{\partial V}{\partial x} dx + \frac{\partial V}{\partial y} dy + \frac{\partial V}{\partial z} dz.$$

Учитывая эти уравнения, можно записать

$$dV = F_x dS \cos(S, x) + F_y dS \cos(S, y) + F_z dS \cos(S, z),$$

$$\text{Но } F_x = F \cos(F, x), F_y = F \cos(F, y), F_z = F \cos(F, z).$$

Подставляя эти выражения в последнее уравнение, получим

$$dV = F dS [\cos(F, x) \cos(S, x) + \cos(F, y) \cos(S, y) + \cos(F, z) \cos(S, z)].$$

Выражение в квадратных скобках представляет собой косинус угла между направлениями F и S , следовательно

$$\begin{aligned} dV &= F \cos(F, S) dS, \\ \text{а } \frac{dV}{dS} &= F \cos(F, S), \end{aligned}$$

т.е. производная потенциала по любому направлению равна проекции силы притяжения на это направление.

Если направление S перпендикулярно направлению силы F , то

$$\cos(F,S)=0 \text{ и } \frac{dV}{dS} = 0.$$

Линии, вдоль которых действуют силы, называются силовыми линиями. Поверхности, которые перпендикулярны силовым линиям, называются уровнями поверхностями. Уравнение семейства уровней поверхностей получим, приравняв потенциал константе $V=C$, чему соответствует последнее уравнение. Семейство уровней поверхностей обладает тем свойством, что изменение по тенциала V при перемещении dS по поверхности, равно 0, а сила F перпендикулярна dS . Можно найти такую поверхность, которая описывала бы идеальную фигуру Земли, называемую геоидом.

Если же направления S и силы F совпадают, то

$$\cos(F,x)=1 \text{ и } \frac{dV}{dS} = F \text{ или } dV=FdS,$$

что позволяет раскрыть физический смысл потенциала, который можно определить как работу, совершаемую силой F на перемещении dS . Разность потенциалов определяется как работа, которую нужно затратить на преодоление силы притяжения, развиваемой притягивающей массой для перемещения единичной массы из точки P на расстояние dS .

3.2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

На единицу точечной массы на Земле кроме силы притяжения (согласно закону Ньютона) действует также центробежная сила, возникающая вследствие вращения Земли вокруг своей оси \vec{F}_1 , а также сила притяжения небесных тел \vec{F}_2 опять же в соответствии с законом Ньютона. Равнодействующую силу будем называть силой тяжести:

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{F}_1 + \vec{F}_2;$$

численно сила тяжести равна ускорению силы тяжести.

Если Землю по форме принять за шар (для простоты рассуждений), то ее сила притяжения

$$\vec{F} = f \frac{M}{r^2}$$

и направлена она к центру Земли (Рис.15).

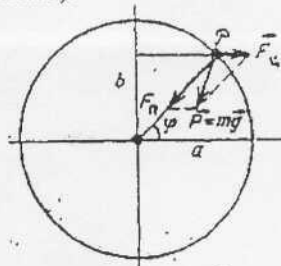


Рис.15. Сила тяжести и ее составляющие

Центробежная сила пропорциональна расстоянию ρ от оси вращения и квадрату угловой скорости ω вращения Земли

$$\vec{F}_1 = \rho \omega^2.$$

Направление центробежной силы совпадает с радиусом малого круга, по которому происходит вращение. Эта сила стремится уменьшить силу притяжения.

Постоянную тяготения f определяют экспериментально, для чего с помощью крутильных весов измеряют силу взаимодействия двух тел с известными массами, размерами и

расположением. Центробежная сила \vec{F}_1 примерно в 300раз меньше силы притяжения \vec{F} и ею часто пренебрегают. На силу тяжести влияет также притяжение планет, прежде всего Луны и

Солнца. Однако это влияние тоже мало и носит периодический характер. Максимальное

значение \vec{F}_2 составляет от Луны 0.165мГал, от Солнца - 0.076мГал.

Гравитационное поле Земли принято разделять на две части: нормальное и аномальное. Нормальное поле определяют как поле гравитирующего эллипсоида вращения, поверхность которого является урвеной. Этот эллипсоид называют нормальной Землей. По параметрам нормальной Земли (массе, форме, угловой скорости вращения) в любой точке внешнего пространства легко вычислить нормальное значение силы тяжести γ_0 по формуле Клеро. Коэффициенты формулы определяют по экспериментальным данным - измерениям силы тяжести на разных широтах. Широкое применение имеет формула Гильмерта

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0.005302\sin^2\varphi - 0.0000070\sin^2 2\varphi) \text{ мГал.}$$

где φ - географическая широта.

Нормальное значение силы тяжести для разных широт приведено в таблице 6.

Табл.6

φ , градус	0	± 20	± 40	± 60	± 80	± 90
γ_0 , Гал	978	978.6	920.2	981.9	983.1	983.2

Если вычислить (например по формуле Гельмерта) значение нормальной силы тяжести γ_0 и затем вычесть его из измеренного (наблюденного) g_n , то получим аномальное поле « Δg » (аномалия - отклонение от нормали):

$$\Delta g = g_n - \gamma_0.$$

Обусловлены аномалии силы тяжести массами, сосредоточенными в приповерхностных слоях Земли - земной коре и частично в верхней мантии и поэтому представляют интерес при поисках месторождений полезных ископаемых.

Аномалии силы тяжести на поверхности Земли, как правило, составляют несколько десятков, иногда сотен миллигал.

3.3. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ДРУГИХ ПЛАНЕТ

Гравиметрия призвана помочь изучить форму и гравитационное поле Луны, установить законы изменения поля, выявить распределение масс в Луне, изучать ее внутреннее строение и тем самым определить наличие полезных ископаемых в недрах Луны. Те же задачи перед гравиметрией стоят и при изучении других планет.

О том, что сила тяжести на Луне в шесть раз слабее, чем на Земле, известно давно. Это легко определить, зная массу Луны. Если принять Луну за шар, то пользуясь формулой Ньютона закона всемирного тяготения, приближенное значение силы тяжести на поверхности Луны

$$g_L = f \frac{M_L}{R_L^2},$$

радиус Луны $R_L = 1738.0 \pm 0.2$ км, а масса Луны M_L определяется исходя из сравнения с массой

Земли: из отношения масс Луны и Земли $\frac{M_L}{M_3} = \frac{1}{81.31}$. Зная радиус Земли ($R_3 = 6371$ км) и

принятую среднюю плотность $\sigma = 5.5 \text{ г/см}^3$, можно определить M_3 и из приведенного соотношения рассчитать силу тяжести на поверхности Луны. Среднее значение силы тяжести на Луне $g_L = 162.29 \pm 0.20 \text{ см/сек}^2$.

Гравитационное поле Луны можно представить полем трехосного эллипсоида и с учетом возможного вздутия, вызываемого притяжением Земли, определить полярное сжатие

$$\alpha_L = \frac{a - b}{a} = 0.00039.$$

Сжатие Земли $\alpha_3 = 0.0033$, т.е. сжатие Луны на порядок меньше Земли.

Экваториальное сжатие Луны $\alpha = 0.00016$. Согласно расчетов Н.П. Грушинского и М.У. Сагитова сила тяжести на Луне увеличивается от полюсов к экватору, в то время как на Земле - наоборот.

Объясняется этот факт следующим образом. Для Земли вращение вызывает в силе тяжести составляющую, равную $346 \cdot 10^{-5}$ от общей величины. Именно на эту величину сила тяжести на экваторе меньше, чем на полюсах. Такое различие вызвало перетекание масс в область вздутия. Сила тяжести на экваторе уменьшается за счет удаления поверхности Земли от центра и возрастает за счет увеличения слоя масс в экваториальной области.

На Луне уменьшение силы тяжести обусловлено незначительной скоростью вращения и возмущающего притяжения Земли. Сила тяжести на Луне закономерно уменьшается от экватора к полюсам в среднем на 60 Гал.

Наблюдения движения искусственных спутников Луны позволили установить локальные аномалии, совпадающие с большими морями: Дождей, Ясности, Кризисов, Нектара, Влажности. Эти аномалии положительного знака получили название «масконы». Обусловлены они, по-видимому, структурами повышенной плотности.

По гравитационному полю можно построить уровенную поверхность, приняв ее за фигуру Луны. Такую поверхность называют соленоидом. Соленоид имеет неправильную форму, близкую к яйцеобразной. Большая полуось, направленная к Земле, превышает средний радиус Луны на 2 км.

Если говорить о фигуре Луны как о физической поверхности, то она довольно неправильная и требуются исследования по изучению гравитационного поля для уточнения фигуры Луны и ее внутреннего строения.

Исследования показывают, что поверхность Марса очень похожа на поверхность Луны. Его масса составляет около 10% земной ($M_M = 0.107 M_Z$). Напряженность силы тяжести на Марсе составляет ~38% земной. Скорость, при которой движущийся предмет должен выйти за пределы тяготения планеты, составляет для Марса 5.01 км/сек, для Земли 11.2 км/сек. Сжатие Марса равно 1 : 192, а для Земли 1 : 298.

Исходя из основных характеристик других планет, можно рассчитать для них основные параметры гравитационного поля в зависимости от широты, общее изменение его от экватора до полюсов и отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе. Эти величины и их исходные данные (сжатие, средняя плотность др.) для некоторых планет Солнечной системы приведены в табл.7.

3.4. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ

Земля обрела свою форму под действием гравитационных сил, они сформировали Землю и определили весь процесс ее дальнейшего развития. Гравитация определила состав атмосферы и обеспечивает ее сохранность. Все современные процессы в атмосфере, гидросфере и литосфере (твердой оболочке) Земли протекают под контролем гравитации. Гравитационное поле Земли несет информацию о форме и внутреннем строении нашей планеты.

Сила тяготения является главной силой, обуславливающей концентрацию более тяжелых (плотных) элементов в глубоких внутренних частях Земли и более легких - на поверхности, а также общее концентрическое строение различных слоев. Однако, развиваясь, Земля не могла сохранить однородность слоев из-за происходящих процессов и нарушений этой однородности, особенно в верхних слоях, что отразилось на гравитационном поле.

От правильного (нормального) распределения силы тяжести с увеличением от экватора к полюсам наблюдаются аномалии, которые обусловлены плотностными неоднородностями в слоях Земли. Именно они несут в себе информацию о внутреннем строении Земли, о котором человек знает очень мало. Самые глубокие скважины (10-12 км) проникли в глубь нашей планеты лишь на 0.001 земного радиуса.

Сила тяготения является главной силой, сформировавшей Землю, определившей ее фигуру и внутреннее строение.

Можно построить модель Земли, состоящую из слоев разной плотности. Плотность скачкообразно меняется на глубинах 1200, 3600, 5600 км от поверхности, что соответствует границам верхней мантии, ядра и внутреннему переходу в ядре от жидкого состояния к твердому.

Верхняя часть Земли - земная кора, толщиной от нескольких километров до нескольких десятков (60-70) километров изучена наиболее детально. В земной коре заключены все

Основные параметры планет

Табл. №7

Планета	Сжатие, α	Период обращения, сек	Средняя плотность, г/см ³	Масса, г	Экваториальный радиус, км	Отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе	Ускорение силы тяжести, см/сек ²
Меркурий	0.0	7600320	5.3	$3.166 \cdot 10^{26}$	$242 \cdot 10^6$	$4.6 \cdot 10^{-7}$	$360.5 - 17 \cdot 10^{-3}$
Марс	0.0052	88642	3.95	$6.395 \cdot 10^{26}$	$34 \cdot 10^7$	$4.55 \cdot 10^{-3}$	$368.88 - 1.71$
Юпитер	0.062	35405	1.33	$1900.7 \cdot 10^{27}$	$604 \cdot 10^7$	$8.5 \cdot 10^{-2}$	$2486.04 - 224.87$
Уран	0.06	38940	1.56	$86.97 \cdot 10^{27}$	$238 \cdot 10^7$	$5.97 \cdot 10^{-2}$	$1023.8 - 61.97$
Нептун	0.02	56400	2.27	$102.98 \cdot 10^{27}$	$223 \cdot 10^7$	$1.96 \cdot 10^{-2}$	$1380.9 - 27.6$

полезные ископаемые; с ней связаны многие явления, грозящие человеку катастрофами (землетрясения, извержение вулканов); в ней происходит горообразование и другие процессы.

Земная кора в первом приближении состоит из трех слоев: осадочного, кристаллического (метаморфического) и базальтового. На границе слоев происходят скачкообразные изменения плотности горных пород в среднем от 2.6г/см^3 до 2.8 и 3.0 соответственно.

Земная кора находится в состоянии равновесия, точнее она всегда стремится к этому равновесию, постоянно нарушаемому различными процессами своего развития - тектоническими преобразованиями, осадконакоплением и т.п. Отдельные области коры, в которых произошло такое нарушение, начинают погружаться или, наоборот, подниматься с тем, чтобы восстановить равновесие. Такое состояние земной коры называется изостазией (isos - равный, staticos - устойчивый - греческое). Земную кору можно представить в виде блоков, погруженных в подкоровое вещество - магму. Чем больше погружен такой блок сверху, тем глубже он погружается. Иными словами, эти блоки плавают в магме по закону Архимеда.

Идея изостазии была выдвинута, чтобы объяснить тот удивительный факт, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических измерениях: в горах сила тяжести оказалась меньше, чем во впадинах. Если перейти к блоковому строению Земли, то оказывается, чем выше блок, тем меньше его плотность и наоборот при одинаковых размерах оснований блоков. Т.е. избытку масс над поверхностью Земли соответствует недостаток под ней. Существуют гипотезы изостазии Пратта, Эри, Венинг-Мейнеса, Грушинского и др., объясняющие это явление.

Поясним изостазию на примере гипотезы английского ученого Ф. Пратта. Земная кора состоит из отдельных блоков различной плотности, которая изменяется от блока к блоку так, что удельное давление всех блоков на некоторую поверхность «S» расположенную на некоторой глубине не H от уровня моря, остаются одинаковыми для всей Земли. В этом и состоит равновесие земной коры. Поверхность S называется поверхностью компенсации, а глубина H - глубиной компенсации.

Основное условие наличия изостазии по Пратту (рис.16):

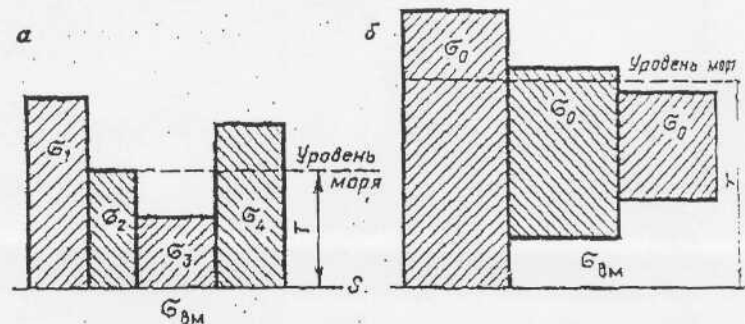


Рис.16. Схема изостазии по Ф. Пратту (а) и Дж. Эри (б)

$$\text{для суши } \sigma (H+h) = \text{const},$$

$$\text{для моря } \sigma (H-h) + 1.03h.$$

Однако, по изостазии нельзя считать земную кору застывшей, равновесной структурой. Наоборот, она все время находится в движении, в развитии. Тектонические процессы постоянно нарушают распределение масс на Земле, т.е. все время изменяются нагрузки, а земная кора испытывает вертикальные перемещения. Тормозом этих изменений служит изостазия, которая не будет мгновенной. Возможны постепенные изменения. Очевидно, реагировать на изменение режима будут не только области, где протекают тектонические процессы, но и смежные с ними вследствие сил сцепления в веществе коры. Следовательно, изостазию следует считать региональным явлением.

Концепция изостазии объясняет, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических измерениях. Согласно теории изостазии легкая кора, состоящая из гранитов и базальтов, изостатически уравновешена на более тяжелой оболочке (рис.17). Легкое вещество земной коры, если оно образует в некотором месте горную систему, погружается на большие глубины в тяжелые мантийные породы. Горы, таким образом, имеют корни, уходящие в глубь.

Мы говорим о том, что крупные блоки земной коры находятся в изостатической компенсации, но имеются регионы, где компенсация резко нарушена и где, следовательно, фиксируются интенсивные аномалии наблюдаемого поля силы тяжести.

Различают три главных типа нарушений гравитационного поля.

Первый тип нарушений связан с вулканическими островами (Кипр, Гавайские острова). Эти образования сопровождаются положительными аномалиями, которые в большинстве случаев почти целиком устраняются введением топографической поправки за влияние рельефа, то есть острова представляют собой нагрузку на кору.

Вторым типом нарушений являются относительно узкие протяженные полосы интенсивных отрицательных аномалий. Такие полосы дефекта силы тяжести протягиваются вдоль западного побережья Южной и Центральной Америки, вдоль Алеутской островной дуги и далее вдоль внешнего края островных дуг западной окраины Тихого Океана. Также аномалии известны и в ряде других регионов. Эти аномалии или совпадают с глубоководными желобами, или следуют по их краю. Надо отметить, что подобные аномалии встречаются, хотя и в ослабленном виде, и на континентах.

Третий тип нарушений представляют интенсивные положительные аномалии в местах «недавних» опусканий земной коры (например, море Банда в Индонезии).

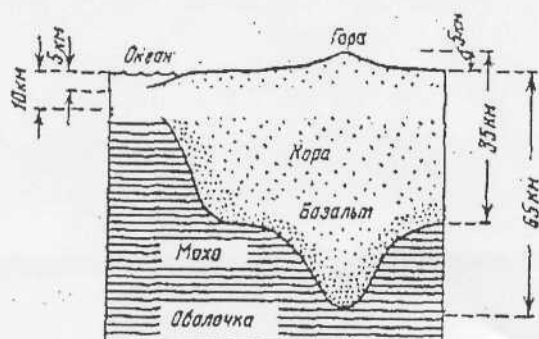


Рис.17. Изостатическое равновесие между корой и оболочкой

3.5. ИЗМЕНЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ВО ВРЕМЕНИ

Гравитационное поле Земли считается статическим, но это лишь в первом приближении. В связи с происходящими процессами внутри и вне Земли могут наблюдаться аномалии силы тяжести, изменяющиеся во времени. Они не могут быть застывшими, как не является застывшей сама Земля.

На поверхности Земли сила тяжести может изменяться в зависимости от ряда причин: скорости вращения Земли, перемещения масс в атмосфере, от изменения уровня океанов, от вертикальных движений земной коры, от перемещения масс внутри Земли. Последнее может быть как естественным, так и искусственным - антропогенным, связанным с деятельностью человека (например, выработками пород в шахтах).

Теоретические расчеты показывают, что изменение силы тяжести из-за вариаций скорости вращения Земли, может достигать 0.003 - 0.006 мГал. Перемещения масс внутри земли на два порядка меньше. Сезонные изменения уровня мирового океана могут вызвать изменения силы тяжести до 0.06 мГал, а атмосферные факторы до 0.01 мГал. Вертикальные перемещения коры на несколько миллиметров в год могут вызвать вариации силы тяжести в 0.0001 - 0.0003 мГал. Изменения силы тяжести могут быть обусловлены такими природными явлениями как землетрясения, вулканизм, оползни.

В проблеме внутреннего строения Земли важным оказалось изучение периодических вариаций силы тяжести, вызываемые влиянием Луны и Солнца в связи с меняющимся положением относительно положения Земли.

Когда Солнце располагается в зените, вектор возмущающей силы направлен против действия силы тяжести и уменьшает ее. Уровенная поверхность, определяющая фигуру Земли, перемещается в сторону притягивающего тела, - тогда возникает прилив и значит вода начинает перетекать в этой точке и ее уровень поднимается. Когда светило окажется под углом 90° к направлению отвеса в точке наблюдения (на горизонте) - уровень воды опустится и достигнет минимума. Наступит отлив. Наконец, когда Солнце окажется с противоположной стороны

Земли относительно исследуемой точки, то в ней снова возникнет прилив. Это происходит вследствие того, что при движении по орбите Солнце вызывает смещение масс Земли. При этом, чем ближе эти массы к возмущающему телу, тем больше смещение, т.е. больше всего сместятся массы, для которых Солнце находится в зените.

Амплитуда перемещений урвонной поверхности может достигать 80 см.

Таким образом Земля непрерывно пульсирует, а значит сила тяжести будет меняться.

Вариации силы тяжести, обусловленные притяжением Луны и Солнца можно учесть, ввести соответствующие поправки к измеренным значениям и тем самым исключить влияния, искажающие силу тяжести, связанную с массами Земли.

3.6. ГРАВИРАЗВЕДКА

3.6.1. ПОПРАВКИ И АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Гравirazведка основана на изучении аномалий силы тяжести Земли, вызываемых плотностными неоднородностями земной коры. Аномалии связаны с геологическими телами разного размера, формы и литологического состава. Литологический состав, а значит и плотность слоев земной коры, изменяясь в горизонтальном направлении, изменяет и величину аномалий силы тяжести.

Как указывалось, аномалией силы тяжести является разность между измеренным, абсолютным значением и нормальным значением силы тяжести Земли, которое зависит от широты местности, т.е. связано с фигурой Земли.

Аномальное гравитационное поле обусловлено как крупными геологическими образованиями, создающими региональные аномалии, так и более мелкими, небольшими по размеру, создающими локальные аномалии. В общем виде наблюдаемые значения аномалий силы тяжести Δg_n можно представить в виде

$$\Delta g_n = \Delta g_{\text{рег.}} + \Delta g_{\text{лок.}}$$

где $\Delta g_{\text{рег.}}$ и $\Delta g_{\text{лок.}}$ соответственно региональная составляющая и локальная. Наблюдаемые аномалии приводятся к некоторой поверхности относимости с тем, чтобы получить аномалию, имеющую геолого-геофизический смысл, т.е. отвечающую геологическим особенностям разреза - предмету геолога-разведчика. Для этого в наблюдаемые значения аномалий силы тяжести вводят ряд поправок, смысл которых раскроем на следующих примерах.

Поправка за высоту над уровнем моря. Поскольку сила тяжести с высотой уменьшается, все наблюдения необходимо привести к единому уровню, который обычно совпадает с уровнем моря - поверхностью геоида. Поправка за высоту учитывает лишь расстояние от центра тяжести земли до точки наблюдения, т.е. в предположении, что между уровнем моря, к которому приводится значение аномалии и точкой наблюдения нет никаких притягивающих масс. Пусть сила тяжести измерена в точке Р, расположенной на высоте Н от уровня моря. Будем считать Землю шаром радиуса R. Значение силы тяжести на уровне моря g_0 (поверхности сфероида) будет

$$g_0 = f \frac{M}{R^2},$$

где М - масса Земли ($M = V \sigma$, V-объем, равный $\frac{4}{3} \pi R^3$, а σ - плотность Земли).

Значение силы тяжести на высоте Н обозначим через g_n и пренебрегая центробежной силой, можем записать

$$g_n = f \frac{M}{(R+H)^2},$$

откуда $\Delta g = g_0 - g_n \approx 0.3086 H$, где Δg и будет поправкой за высоту (Н - в м, Δg - в мГал).

При определении поправки за высоту над уровнем моря мы предполагали отсутствие масс между уровнем моря и поверхностью наблюдений, т.е. как будто точка Р висит в воздухе. На самом деле, в реальных условиях между точками Р и Р₁ лежат массы горных пород с определенной плотностью σ .

Слой горных пород, ограниченный поверхностью моря и поверхностью наблюдений называют промежуточным слоем, который создает притяжение. Поправку за его влияние

определяют в предположении, что притяжение масс промежуточного слоя $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$ эквивалентно притяжению горизонтального слоя бесконечного простираения.

Вычисление $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$ производят по формуле

$$\Delta g = 2\pi f \sigma_{\text{пр.сл.}} H = 0.0419 \sigma_{\text{пр.сл.}} H,$$

где $\sigma_{\text{пр.сл.}}$ - плотность горных пород слоя в г/см^3 , а H - в м.

Поскольку притяжение промежуточного слоя увеличивает значение силы тяжести в точке наблюдения, то знак этой поправки имеет минус.

Суммарная поправка за высоту над уровнем моря Δg_h и за влияние промежуточного слоя $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$ называется поправкой Буге по имени французского ученого, впервые применившего расчеты $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$

$$\Delta g_B = \Delta g_h + \Delta g_{\text{пр.сл.}} = (0.3086 - 0.0419 \sigma_{\text{пр.сл.}}) H.$$

Если рельеф местности расчленен и резко отличается по геометрии от плоскопараллельного слоя, то вводят также поправку за влияние масс произвольной формы рельефа, аппроксимируя их набором простых по геометрическим характеристикам притягивающих тел (например, параллелепипедами) для которых получены точные формулы вычисления $\Delta g_{\text{рельефа}}$.

При высокоточных измерениях вводят также поправки за влияние лунно-солнечного притяжения $\Delta g_{\text{л.-с.}}$, которое зависит от времени суток, но не превышает 0.1-0.25 мГал за сутки. Поправка рассчитывается теоретически на каждый час суток в течение года и вводится путем определения ее по графику зависимости $\Delta g_{\text{л.-с.}}$ от времени.

Обобщая все сказанное, можно записать общее выражение суммарной поправки Δg_{Σ} к аномалиям силы тяжести

$$\Delta g_{\Sigma} = \Delta g_h + \Delta g_{\text{пр.сл.}} + \Delta g_{\text{рельефа}} + \Delta g_{\text{л.-с.}}$$

Таким образом, аномалии силы тяжести, которые используются в практике гравиразведки при изучении строения земной коры и поиска полезных ископаемых, определяются по формуле

$$\Delta g = g_H - \gamma_0 + \Delta g_{\Sigma},$$

где Δg - аномалия силы тяжести; g_H - наблюдаемое (абсолютное) значение силы тяжести; γ_0 - значение нормального гравитационного поля Земли; Δg_{Σ} - поправка за влияния притяжения учитываемых масс.

Аномалия силы тяжести, как указывалось выше, является первой производной гравитационного потенциала. Чаще всего используется вертикальная производная $\frac{\partial V}{\partial z} = V_z$.

В практике гравиразведки используются и другие в т.ч. высшие производные потенциала

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = V_{zz}; \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} = V_{xz} \text{ и т.п.}$$

Такие производные, которые содержат «z» компоненту, характеризуют градиент аномалии силы тяжести, т.е. определяют величину и скорость изменения силы тяжести в направлении x, y, z. Единицей измерения градиентов силы тяжести является этвеш (E) в честь венгерского геофизика Этвеша. Размерность $1E = 10^{-9} \text{сек}^2$. Один Этвеш соответствует изменению силы тяжести в 0.1 мГал на участке в 1 км.

Градиенты можно вычислять по известным значениям аномалий силы тяжести или измерить с помощью приборов - вариометров.

Вторая группа вторых производных гравитационного потенциала $\frac{\partial^2 V}{\partial x^2}; \frac{\partial^2 V}{\partial y^2}; \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y}$

позволяют вычислить кривизну уровенной поверхности, которая определяется как величина, обратная радиусу окружности, проведенной в вертикальной плоскости через некоторую

фиксированную точку и в ее окрестности наилучшим образом совпадающую с бесконечно малым элементом уровенной поверхности.

Через одну и ту же точку можно провести множество вертикальных плоскостей (сечений) в различных азимутах. Кривизна уровенной поверхности в разных сечениях не одинакова. Пусть по одному из сечений кривизна оказалась максимальной и равной $1/R_{\max}$. Можно доказать, что сечение, по которому кривизна уровенной поверхности в той же точке оказывается наименьшей и равной $1/R_{\min}$, расположено перпендикулярно к сечению с наибольшей кривизной: разность между $1/R_{\max}$ и $1/R_{\min}$ и азимуты соответствующих сечений связаны между собой соотношениями:

$$\frac{1}{R_{\max}} - \frac{1}{R_{\min}} = \frac{V_{yy} - V_{xx}}{g \cos 2\varphi}, \quad \operatorname{tg} 2\varphi = \frac{2V_{xy}}{V_{yy} - V_{xx}},$$

где g - ускорение свободного падения в данной точке; φ - азимут сечения максимальной кривизны. Отсюда следует, что вторые горизонтальные производные потенциала силы тяжести связаны с формой уровенной поверхности.

3.6.2. ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Гравитационные аномалии возникают только в том случае, если горные породы, слагающие земную кору, различаются по плотности и границы между ними не горизонтальны. Разность между плотностью структуры, создающей аномалию, и вмещающих пород, называется эффективной плотностью. В гравиразведке рассматривается объемная плотность « σ » как отношение массы вещества, состоящего из твердой, жидкой и газообразной компонент к их объему

$$\sigma = \frac{m_t + m_{ж} + m_g}{V_t + V_{ж} + V_g},$$

где m_t , $m_{ж}$, m_g - соответственно массы твердой фазы, жидкой и газообразной, а V_t , $V_{ж}$, V_g - их объемы.

Плотность горной породы зависит от вещественного состава ее скелета, пористости и других факторов. Чем выше пористость, тем меньше плотность.

В таблице №8 приведены значения плотности основных типов пород.

Табл. №8

Породы	Объемная плотность σ , г/см ³	
	Средняя	Пределы изменения
Почва	2,00	-
Каменная соль	2,17	2,13-2,27
Мел	2,22	2,15-2,30
Глины	2,30	1,80-2,35
Пески	2,10	2,00-2,30
Песчаники	2,30	2,10-2,60
Мергели	2,20	2,10-2,60
Известняки, доломиты	2,50	2,30-2,80
Гнейсы, мраморы	2,70	2,60-3,00
Базальты, диабазы	3,00	2,75-3,20
Сиениты, диориты	2,80	2,70-2,95
Средняя плотность земной коры	2,67	-
Средняя плотность Земли	2,52	-

Установлена общая зависимость плотности от глубины залегания горных пород - с увеличением глубины увеличивается и значение плотности, так как уменьшается пористость. Но встречаются и аномальные явления, когда на значительных глубинах наблюдаются зоны разуплотнения, связанные с разогревом и расширением некоторых областей, что приводит к нарушению зависимости плотности от глубины залегания горных пород (В.А. Огаджанов 1991г.).

Плотность магматических пород увеличивается с повышением их основности, а у метаморфических определяется степенью метаморфизма и исходным материалом.

Существует несколько способов определения плотности горных пород: по керну из буровых скважин или обнажений, горных выработок в лабораторных условиях; по данным геофизических исследований скважин и др.

Из таблицы видно, что породы осадочные имеют меньшую плотность, чем метаморфические, а среди последних некоторые разновидности обладают одинаковыми значениями. Однако, для гравirazведки существенно наличие высокой эффективной плотности - чем она выше на контактах пород, тем эффективней гравirazведка при блоковом строении земной коры, так как интенсивность гравитационных аномалий при этом высокая.

Для определения аномалий определяют полное (абсолютное) значение силы тяжести « g_n », а затем нормальное значение γ_0 .

Существует несколько способов определения абсолютного значения силы тяжести.

3.6.3. СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Определения силы тяжести можно подразделить на абсолютные и относительные. В первом случае измеряют полное значение, во втором - относительное - приращение силы тяжести между двумя точками: $\Delta g = g_2 - g_1$, где Δg - приращение, а g_1 и g_2 - измеренные в точках 1 и 2. Для перехода к подным значениям необходимо в одной точке знать абсолютное значение силы тяжести.

Абсолютные значения силы тяжести можно определить двумя способами: баллистическим и маятниковым.

Баллистический основан на зависимости пути, пройденного падающим телом «S» от времени падения t и силы тяжести g :

$$S = \frac{gt^2}{2}.$$

Измерив S и t легко найти абсолютное значение силы тяжести.

Маятниковый способ основан на зависимости периода качания маятника « T » от его длины « l » и силы тяжести g :

$$T \approx 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}, \text{ откуда } g = (2\pi)^2 l / T.$$

Маятниковый способ можно использовать и для определения относительных значений силы тяжести. Если в одном пункте сила тяжести g_1 , а в другом g_2 , то

$$T_1 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g_1}}, \text{ а } T_2 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g_2}}, \text{ откуда } \Delta T = T_2 - T_1 \sim \Delta g = g_2 - g_1.$$

Оба описанных способа относятся к динамическим, при которых наблюдается движение, а измеряемой величиной является время (частота).

В статических способах измерения силы тяжести действие ее компенсируется упругими силами пружин, газов или жидкости. На этом принципе основан широкий класс приборов - гравиметров. Простейшим примером являются пружинные весы Галицина. Если на пружине длиной l подвесить груз « m », то под действием силы тяжести g_1 в точке 1 пружина растянется на длину l_1 , а в точке 2, где сила тяжести $g_2 > g_1$, она растянется на длину l_2

$$\Delta l = l_2 - l_1 \approx \Delta g = g_2 - g_1.$$

Современные гравиметры основаны на вращательном перемещении груза под действием силы тяжести, и тогда мерой измерения силы тяжести от точки к точке является угол наклона « φ » рычага l под действием силы тяжести g : чем больше она по отношению предыдущего пункта наблюдений, тем на больший угол « φ » отклонится рычаг; наоборот, если на следующем пункте сила тяжести уменьшится по отношению к предыдущему - угол наклона уменьшится

$$\Delta g \approx \Delta \varphi.$$

Современные гравиметры позволяют измерить силу тяжести с очень высокой точностью - до 0.001 мГал.

3.6.4. ГРАВИТАЦИОННЫЕ СЪЕМКИ

Съемка может быть профильной (по отдельным маршрутам) или площадной (по серии профилей). В первом случае строятся графики, во втором - карты аномалий силы тяжести.

Методика гравитационной съемки характеризуется следующими параметрами:

- плотность (густота) сети наблюдений;
- кратность измерений силы тяжести на каждой точке;
- точность определения высоты точки над уровнем моря и координат точки (широты наблюдений).

Под плотностью, или густотой сети подразумевается расстояние между пунктами (точками) наблюдений. Если это профильная съемка, то речь идет о том, на каком расстоянии расположены точки (шаг наблюдений) - 100, 200, 1000 м и т.п. Если это площадная съемка, то речь идет о том, на каком расстоянии друг от друга находятся профили наблюдений и какой шаг наблюдений по профилю. В этом случае определяется вопрос - сколько пунктов наблюдений силы тяжести приходится на 1 кв. км.? Плотность сети наблюдений при площадной съемке учитывается наряду с точностью определения аномалий силы тяжести и определяет сечение отчетной карты гравиметрической съемки. Точность определяется величиной средней квадратической ошибки определения силы тяжести $\pm \epsilon$, учитывающей как погрешность определения силы тяжести, так и высоты над уровнем моря и координат точек наблюдений. Сечение же отчетной карты аномалий силы тяжести выбирается в 2.5ϵ .

Кратность наблюдений определяется требованиями точности измерений силы тяжести, исходя из известного закона статистического накопления \sqrt{n} , где n - число измерений. Т.е. если необходимо в 2 раза повысить инструментальную точность гравиметра, необходимо проводить съемку по 4^x - кратной методике наблюдений. Гравиметрические съемки проводят не только на поверхности земли, но и на море, в шахтах и скважинах, о чем подробно излагается в курсе «Гравиразведка».

3.6.5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Задачей геологической интерпретации аномалий силы тяжести является установление их связи с геологическим строением земной коры.

Общие принципы интерпретации гравитационных аномалий те же, что и при интерпретации магнитных аномалий: качественная и количественная интерпретация, решение прямой и обратной задач гравиразведки (магниторазведки), трансформация (преобразование) гравитационных аномалий с целью разделения суммарного поля аномалий на региональные и локальные составляющие.

Основано это подобие на известном соотношении Пуассона, связывающем магнитный потенциал U с гравитационным V для однородно намагниченного и однородного по плотности тела:

$$U = \frac{I}{f\sigma} \frac{\partial V}{\partial S},$$

где I - интенсивность намагничивания возмущающего тела, σ - его плотность, f - гравитационная

постоянная, $\frac{\partial V}{\partial S}$ - производная гравитационного потенциала по любому направлению S .

При вертикальном намагничении тела (по направлению координаты Z) уравнение приобретает вид

$$U = \frac{I_z}{f\sigma} \frac{\partial V}{\partial Z},$$

т.е. магнитный потенциал связан с вертикальной производной гравитационного V_z аномалией силы тяжести Δg .

Это позволяет использовать все способы обработки и интерпретации, разработанные для магнитного поля, и при геологическом истолковании гравитационного поля. В качестве примера запишем формулу для вычисления гравитационной аномалии в верхнем полупространстве (интеграл Пуассона, упомянутый в разделе «Магниторазведка»)

$$V_z(x,y,z) = \frac{z}{2\pi s} \int \frac{V_z(\xi,\eta,0)d\xi d\eta}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2]^{3/2}},$$

где вместо магнитной аномалии ΔZ_a рассматривается гравитационная V_z .

При решении прямых и обратных задач гравиразведки, например, для тел простой геометрической формы (шара, вертикального и горизонтального стержней, уступов, призм и т.д.) используются те же формулы, что и для магнитного поля, заменяя лишь физические параметры - намагниченность «I» (или магнитную восприимчивость «K») на плотность тела «σ».

Уравнение Пуассона позволяет комплексировать магнитные и гравитационные данные при определении геологической природы потенциальных полей.

3.6.6. ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Установлено, что аномалии силы тяжести во многом отражают строение и состав земной коры. По данным гравиразведки выделяются геосинклинали и платформы по тем же признакам, что и у магнитных аномалий: платформы отличаются более спокойным полем Δg , геосинклинали - мозаичным полем, а границы - зонами высоких значений горизонтального градиента аномалий.

При геологическом картировании гравиразведка применяется для выделения интрузий, соляных куполов и т.п.

Важную роль играет метод при тектоническом районировании территорий: выделении глубинных разломов земной коры, горстов и грабенов кристаллического фундамента, валов и структур в осадочном чехле, соляно-купольной тектоники и т.п.

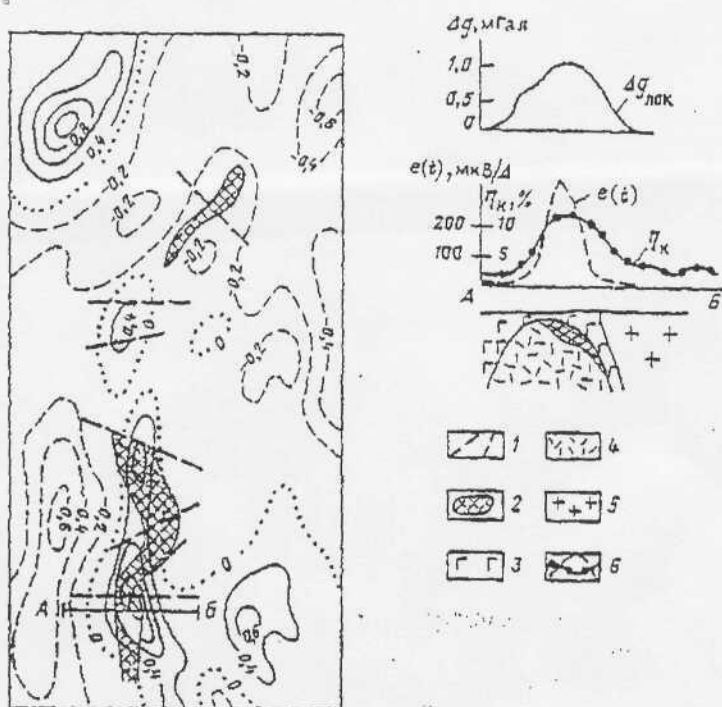


Рис.18. Результаты гравиразведки на медно-колчеданном месторождении:
1 - тектонические нарушения; 2 - рудная залежь; 3 - эффузивы основного состава; 4 - альбитофиры и кварцевые порфиры; 5 - гранодиориты; 6 - графики метода переходных процессов $[e(t)]$ и вызванной поляризации (η_k)

Различие в плотностных свойствах между рудными, нерудными полезными ископаемыми и вмещающими их горными породами позволяет применять гравirazведку для поисков месторождений различных полезных ископаемых - железа, хрома, меди; серы, соли, апатита; нефти и газа.

Эффективность поиска тем выше, чем больше значение избыточной (эффективной) плотности $\Delta\sigma$ ископаемого объекта. Ее положительная величина, например, у рудных тел вызывает над ними четкий локальный максимум аномалий силы тяжести (рис.18). Отрицательное значение $\Delta\sigma$, например, у каменной соли, у углеводородов в ловушке вызывает локальные минимумы. Эти явления особенно четко проявляются в поле высших вертикальных производных гравитационного потенциала.

Скважинная гравirazведка позволяет выделять в разрезе плотностные неоднородности, обусловленные петрографическим (литологическим) составом пород при изменении их плотности, а значит пористости. Выделение пористых пород дает информацию о коллекторских свойствах пород, что позволяет прогнозировать наличие залежей нефти и газа.

Дальнейшие перспективы развития гравirazведки связаны с разработкой высокоточной аппаратуры для регистрации силы тяжести и новых способов интерпретации гравитационных аномалий.

4. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Тепловое поле Земли формируется за счет различных источников тепла, его переноса и перераспределения. Источниками тепла служат внутренние глубинные тепловые процессы и солнечная энергия. Перенос и перераспределение тепла в земной коре осуществляется молекулярной теплопроводностью горных пород, конвекцией и излучением. Измеряемыми параметрами теплового поля Земли являются температура горных пород, изменение ее с глубиной и тепловой поток.

Результаты термических исследований в скважинах, изучение распределения температур горячих источников, вулканических лав и др. позволяют выделить в земной толще три термических зоны.

Верхняя, приповерхностная толщиной до 30м имеет температуру, определяемую солнечной радиацией. Это **гелиометрическая** зона, испытывающая сезонные колебания температуры. Ниже располагается еще более тонкая **нейтральная** зона с постоянной температурой, равной среднегодовой температуре данного места. Вся нижележащая толща вплоть до центра Земли называется **геотермической** зоной. Температура здесь определяется внутренними источниками земли, теплопроводностью горных пород и нарастает с глубиной.

Гелиометрическая зона характеризуется суточными, сезонными, годовыми и многовековыми изменениями солнечной радиации на земную поверхность. В связи с этим температура почвы и подстилающих пород также изменяется в течение суток, сезонов года и т.д. Чем больше период изменения средних температур воздуха, тем на большую глубину в земную кору они проникают. В зависимости от толщины горных пород, охватываемых колебаниями температуры в гелиометрической зоне выделяют два слоя - слой суточных и слой годовых колебаний температуры.

Слой суточных колебаний температуры - это поверхностный слой земной коры до глубины 1.0-1.5м, где ход температуры соответствует суточному ходу солнечной радиации.

Слой годовых колебаний температуры располагается ниже слоя суточных колебаний. В пределах большей части этого слоя ход температуры практически соответствует годовому ходу солнечной радиации.

Положение нижней границы гелиометрической зоны зависит от многих факторов: водно-тепловых свойств горных пород, рельефа и геологического строения земной поверхности и др. В среднем для всего земного шара годовые колебания температуры распространяются до глубины 10-12м в тропиках, до 42-45м в высоких широтах и до 10-40м в средних широтах. В океанах годовые колебания температуры проникают до глубины 200-300м.

Зона постоянной температуры - тонкая зона постоянной температуры, расположенная ниже слоя проникновения годовых колебаний температуры. Лишь вековые изменения проникают глубже пояса постоянной температуры и сохраняются там недолго в следствие естественного запаздывания температурной волны по фазам с глубиной. Так похолодания и потепления в четвертичный период (установлено 4-5 таких циклов) влияли на тепловой режим Земли до глубины 3-4км. Примером таких похолоданий климата является вечная мерзлота.

Геотермическая зона расположена на глубинах более 40-50м, где влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь. Температурный режим горных пород здесь определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород. Многочисленные измерения температуры, выполненные в скважинах во многих районах земного шара показали, что во-первых, в геотермической зоне температура остается постоянной во времени и, во-вторых, она растет с увеличением глубины.

Внутреннее тепловое поле Земли отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 раз больше, чем из недр.

Величину нарастания температуры горных пород с глубиной, выражаемую в $^{\circ}\text{C}/\text{м}$, называют **геотермическим градиентом**. Величина геотермического градиента рассчитывается по формуле:

$$\Gamma = \frac{\Delta T}{\Delta h},$$

где ΔT приращение температуры в интервале глубин Δh .

Еще в 1828г. французский горный инженер П. Кордье определил величину геотермического градиента в поверхностном слое Земли, оказалось, что $\Gamma = 0,03^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Удивительно!

Хорошее совпадение с современными данными. Исследования П. Кордые послужили дополнительным свидетельством горячего начала Земли.

Геотермический градиент в различных регионах земли изменяется в довольно широких пределах - от 0,1 до 0,01⁰С/м и зависит от состава горных пород, условий их залегания, расстояния от вулканических очагов и др. Геотермический градиент составляет на кристаллических шитах около 0,03⁰С/м, в складчатых областях - 0,1-0,05, в областях новейшего вулканизма - 0,2-0,5⁰С/м.

Величина, обратная геотермическому градиенту, называется геотермической ступенью.

Большие различия в значениях геотермического градиента и геотермической ступени являются следствием изменений величины глубинного теплового потока и теплопроводности земной коры.

Ранее предполагалось, что в тектонически спокойных районах температура с глубиной растет незначительно (примерно 8-10⁰ на 1км). Однако, по данным Кольской сверхглубокой скважине в пределах древнего кристаллического шита, температура на глубине 10км достигла 180⁰С, а на глубине 12км оказалась более 200⁰С. Имеются и другие данные, свидетельствующие об аномальных величинах геотермического градиента. В среднем для доступных измерению глубин осадочных пород геотермический градиент принимается равным 0,03⁰С/м и соответствующая ему геотермическая ступень -33м⁰С.

Такой геотермический градиент прослеживается лишь в верхней части земной коры до глубин 15-20км, а глубже он должен уменьшаться. Если бы это значение сохранялось и глубже, то на глубинах 100км температура была бы 3000⁰С, а в центре Земли более 5000⁰С. Между тем при извержении вулканов (очаги примерно на глубине 100км) температура изливающихся на земную поверхность лав составляет 1100-1250⁰С.

Широкий разброс значений геотермического градиента свидетельствует о различной эндогенной активности земной коры, а также различной теплопроводности горных пород. Наибольшие значения геотермического градиента приурочены к подвижным зонам океанов и континентов, а наименьшие - к наиболее устойчивым и древним участкам континентальной коры. На рис. 19 показаны изменения температуры с глубиной на Северном Кавказе, Ставропольском крае, на Украинском шите. Видно, как по мере удаления от молодой складчатой области (Кавказа) уменьшается геотермический градиент.

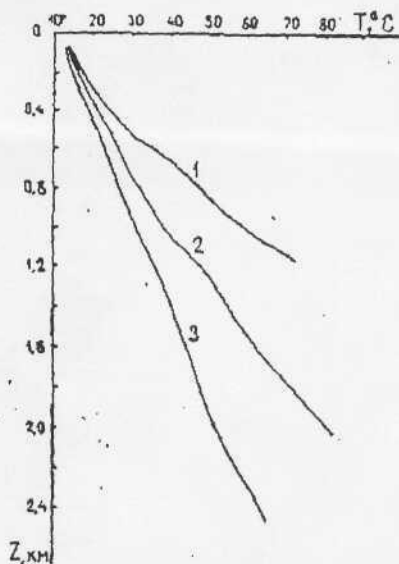


Рис.19. Изменение температуры с глубиной на Северном Кавказе и Украине. 1-Ставропольский край; 2-Краснодарский край; 3-Украинский шит

В верхней 15-20 километровой толще земной коры на любой глубине ниже зоны с постоянной температурой значение температуры может быть приближенно оценено по формуле

$$t_h = t_n + h\Gamma,$$

где t_h - температура на глубине h в ⁰С; h - глубина, для которой определяется значение температуры в м; Γ - геотермический градиент в ⁰С/м; t_n - среднегодовая температура воз- вблизи земной поверхности.

Своеобразным «термометром» земных недр на глубинах порядка 100км являются первичные очаги вулканов, где вещество Земли находится в расплавленном состоянии, а температура плавления лав известна и равна около 1200°C. Необходимо отметить, что наблюдается различие в температурах на одной и той же глубине в разных регионах. В следующей таблице приводятся значения температуры на глубинах 10, 40 и 100км в среднем для континентов и океанов.

Таблица 9

Глубина, км	10	40	100
	t°C		
Континент	100-150	400-500	750-930
Океан	120-130	550-650	1300-1500

Тот факт, что с глубиной температура повышается, говорит о том, что из недр к земной поверхности непрерывно идет поток тепла.

При изучении распределения температур в земных недрах на глубинах свыше 100км естественно начать с определения возможных пределов для температуры на различных глубинах. К сожалению в этом вопросе существует большая неопределенность принципиального характера. Следует вообще подчеркнуть, что вопрос о температуре земных недр относится к числу наименее изученных в геофизике.

В качестве верхнего предела внутри мантии Земли обычно принимается температура плавления ее вещества. Основанием для этого служит факт прохождения поперечных волн через всю толщу коры и мантии. Однако, существование вулканов указывает на наличие таких расплавов и в земной коре, и в верхних частях мантии. Эти расплавы могут существовать в виде ограниченных очагов (камер с расплавом), присутствие которых доказано во многих районах Земного шара.

Другой формой существования расплавов может быть их рассеянное размещение в виде пленок, тонких прослоев или капель. Это связано с тем, что состав всех оболочек Земли весьма сложен. Среди пород и минералов могут оказаться сравнительно легкоплавкие разновидности, которые и могут привести к образованию описанных жидких выражений. Таким образом, понятие о температуре плавления мантии становится весьма неопределенным. Не только для горных пород, но и для минералов достаточно сложного состава можно говорить не о температуре плавления, а только об интервале температур, в котором происходит плавление.

Простейшим примером может служить один из самых характерных для мантии минералов - оливин (Mg, Fe)₂SiO₄. В зависимости от процентного содержания Mg и Fe его плавление протекает по разному.

На рис. 20 видно, что поля твердой и жидкой фаз разделены сигаровидным интервалом, в котором «уживаются» твердая и жидкая фазы. Нижний предел интервала плавления называется солидусом, верхний образует кривую ликвидуса.

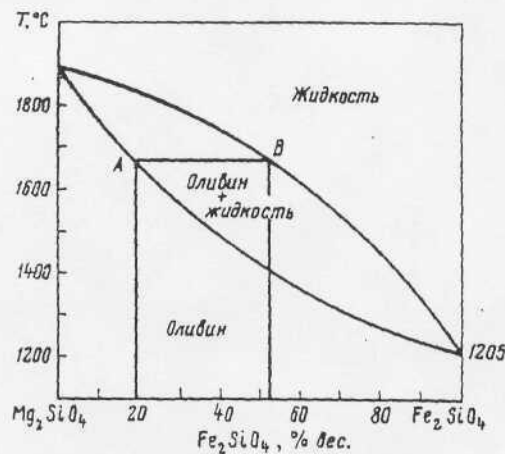


Рис.20.

Очевидно, что солидус не может быть верхним пределом возможных температур в мантии Земли, так как и выше его, там, где жидких включений еще мало, поперечные волны проходят будут, хотя и с пониженной скоростью и с увеличением затухания. Линия ликвидуса может быть взята в качестве верхнего предела, но такой предел будет завышен и притом довольно сильно, т.е. S-волны исчезнут задолго до его достижения. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что изменение температуры плавления с глубиной оценить крайне трудно из-за ограниченного количества данных, да к тому же проблема усложняется присутствием в мантии воды. Даже небольшое присутствие воды обычно сильно снижает температуру плавления горных пород.

За нижний предел температуры в мантии Земли обычно принимается ход адиабаты. Под действием давления вышележащих толщ вещество Земли испытывает сжатие и при этом разогревается по адиабатическому закону.

На рис. 21 нанесены указанные пределы. Адиабата (кривая 1-1) начинается на глубине 100км от температуры 1000°C. Такая температура получена как минимальная для данной глубины, исходя из данных о величине теплового потока из недр Земли, о температуре вулканических лав и др. данных. Дальнейший ход адиабаты рассчитан теоретически.

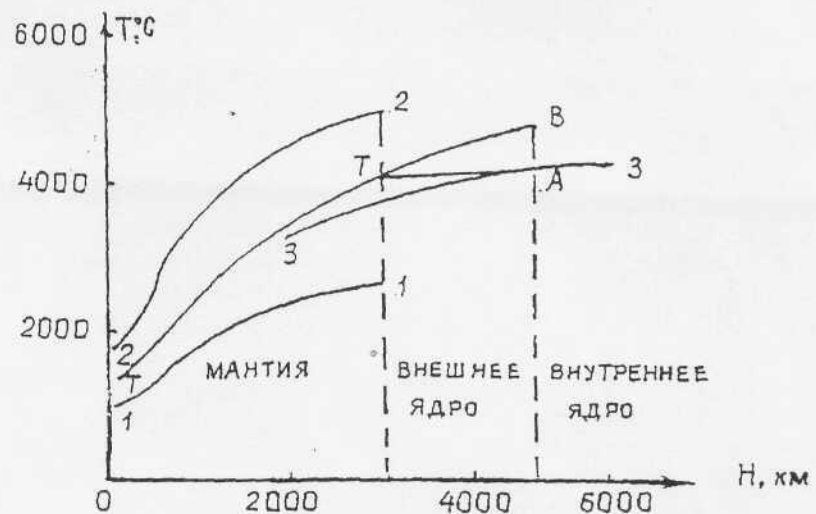


Рис.21. Распределение температуры внутри Земли.

1-1 — адиабата в мантии Земли (нижний предел температуры); 2-2 — кривая плавления мантии (верхний предел температуры); T-T — средняя температура; 3-3 — кривая плавления железа; ТА — предполагаемая температура в ядре; ТВ — адиабата в ядре

В качестве верхнего предела берется кривая плавления 2-2. Ее начало взято из экспериментальных данных для ликвидуса. Дальнейший ход кривой рассчитан по приближенным формулам. В основе этих расчетов лежат грубые предположения и такие, что не имеет смысла делать различия между температурами солидуса и ликвидуса.

Здесь же приведена средняя кривая T-T, которую в некотором смысле можно рассматривать как наиболее вероятный ход температуры в мантии Земли.

Кроме того, здесь же приведена кривая плавления железа (3-3). Если считать, что внутреннее ядро возникло благодаря затвердеванию железа, то точка А (точка перехода внешнего ядра к внутреннему) на кривой 3-3 дает температуру на глубине 5100км. В этом случае кривая Т-А дает ход температуры во внешнем ядре. Таким образом оказывается, что внешнее ядро почти изотермично, что согласуется с представлением о его металлической природе, так как металлы обладают очень высокой теплопроводностью. Кривая Т-А в некотором смысле дает нижний предел температуры в ядре. Адиабата Т-В дает верхний предел, так как в жидком ядре температура не может быть существенно выше адиабатической.

4.1. ТЕРМОРАЗВЕДКА

Геотермическая разведка (терморазведка) как метод поисков полезных ископаемых основывается на изучении распределения теплового поля Земли. Глубинный тепловой поток, идущий к поверхности, во многом отражает тектонические, литологические и другие особенности строения как всей земной коры так и ее верхних частей. В связи с этим его изучение дает важную геологическую информацию для решения различных задач разведочной геофизики.

Изучение теплового поля Земли обычно осуществляется путем непосредственного измерения температуры t на различных глубинах, геотермических градиентов Γ и плотности теплового потока Q . Известно, что между Q и Γ существует следующее соотношение:

$$Q = \Gamma \cdot \lambda,$$

где λ - коэффициент теплопроводности, характеризующий способность среды передавать тепловую энергию.

При решении задач разведочной геофизики определяются все три параметра t , Γ и Q . Параметр t обычно измеряется в $^{\circ}C$, Γ - $^{\circ}C/m$, Q - в $10^{-6} \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{с}$ или $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Величина Q в среднем изменяется от 1 - 1,5 на платформах до 8,0 $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ для срединно-океанических хребтов.

Геотермические измерения проводятся обычно в специальных скважинах. Кроме того, для этих целей можно использовать и геофизические скважины.

Для определения температур в настоящее время сконструированы специальные термометры, позволяющие определять температуру с точностью до $\pm 0.05^{\circ}C$ при измерениях до глубин 600м. Регистрация плотности теплового потока осуществляется с помощью специальных скважинных тепломеров. Кроме того, все три указанных параметра одновременно могут измеряться с помощью тепло-терморазведочных станций. Измерения t и Γ производятся как в слое колебания годовых температур, так и ниже его. Оптимальная глубина измерений в первом случае выбирается экспериментально так, чтобы влияние суточных и более колебаний температур было на порядок ниже исследуемых величин глубинного теплового потока. Обычно эти глубины находятся в пределах 2-10м.

При изучении теплового потока Q глубинность измерений доходит до 20-50м и более. Время восстановления теплового режима в скважине зависит от ее глубины, времени бурения, физико-геологических свойств пород, гидрогеологических условий и т.д. При небольших глубинах скважин (2-10м) оптимальное время замеров устанавливается экспериментально путем последовательных замеров через определенные промежутка времени. Практически измерения могут осуществляться через 20-24ч. В скважине глубиной 50м, пробуренной в течение 4ч, геотермический градиент стабилизируется за 35-40ч, а температура - 85-90ч.

Опыт применения терморазведки при прямых поисках месторождений нефти и газа свидетельствует о том, что над нефтегазовыми залежами наблюдаются температурные аномалии.

Достигающие $1-5^{\circ}C$ на глубинах 3-5м и $5-10^{\circ}C$ и более на глубинах 1-5км. Считается, что эти аномалии (а также аномалии геотермического градиента и теплового потока) могут быть обусловлены как за счет тепла, выделяемого самими залежами в результате различных химических реакций, так и за счет преобразования ими глубинного теплового потока. На рис.22 приведены результаты измерения температур в скважинах на глубине 100м над неструктурной залежью нефтяного месторождения Широкая Балка (Северный Кавказ). Видно, что над залежью, особенно ее левой частью, наблюдается температурная аномалия более $1,5^{\circ}C$.

Механизм преобразования теплового потока залежью сложен и далеко еще не изучен. Однако многочисленные исследования над месторождениями углеводородов привели к разработке метода терморазведки - метода вариаций теплового потока-МВТП.

Известно, что над антиклинальными поднятиями, кроме основного восходящего потока, наблюдается дополнительный перенос тепла за счет повышенной теплопроводности осадочных пород по напластованию и конвекционного переноса тепла циркулирующими в пластах горячими водами, переносящими тепло из более глубоких зон в своды антиклинальных складок. Антиклинальные складки характеризуются как бы фокусирующим действием по отношению к глубинному теплому потоку. В следствие этого над антиклиналями (если даже они и не имеют залежи) наблюдаются повышенные значения плотности теплового потока, геотермического градиента и температур по сравнению с синклиналями. На рис.23 приведено распределение

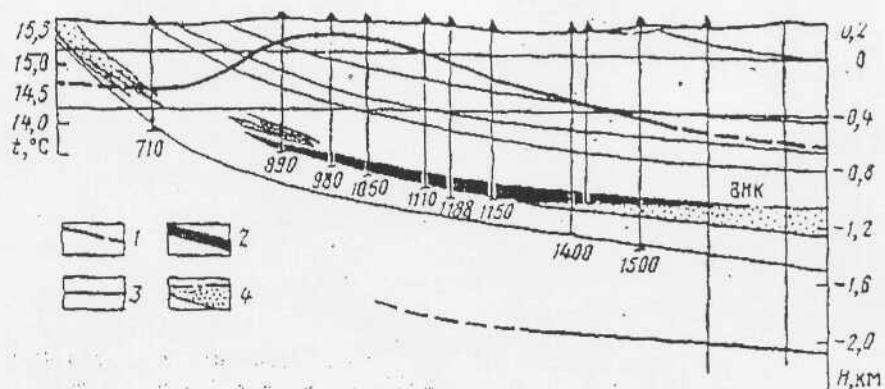


Рис.22. Геотермический профиль нефтяного месторождения Широкая Балка (по С.Г. Думанскому).

1 – температурная кривая на глубине 100м; 2 – нефтяная залежь; 3 – геологические границы; 4 – водонефтяной контакт и непродуктивная часть горизонта III

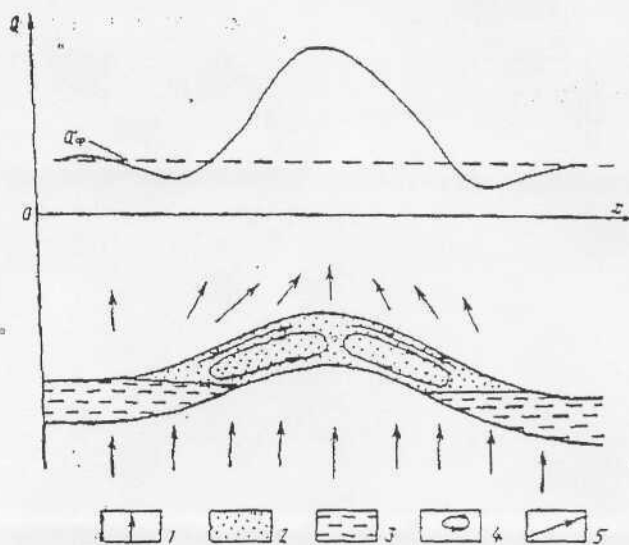


Рис.23. Кривая теплового потока Q и схема формирования аномалии глубинного теплового потока нефтегазовой антиклинальной складкой (по С.С. Сардарову и В.В. Суетнову).

1 – направление теплового потока выше и ниже складки с залежью; 2 – нефтегазовая залежь; 3 – водоносный коллектор; 4 – схема циркуляции углеводородов в залежи; 5 – тангенциальная составляющая теплового потока в складке

теплового потока Q вдоль профиля наблюдений, пересекающего залежь. Видно, что в области газонефтеводяного контакта заметны небольшие относительно (относительно фонового значения $Q_{ф}$) минимумы и максимум над центром залежи. Резкое падение теплового потока на крыльях структуры названо тепловой депрессией. Наличие депрессионных минимумов может служить прямым признаком наличия залежей. Однако подобное поведение кривой может быть объяснено наличием тектонических разломов, пород с высокой теплопроводностью и т.д. В связи с этим терморазведка должна применяться в комплексе с другими геофизическими методами.

5. ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Естественные электрические поля могут возникать в ходе различных природных процессов, из которых важными являются:

1. Окислительно-восстановительные (электрохимические) процессы, происходящие на границе электронных проводников с ионными подземными растворами.
2. Процессы фильтрации растворов сквозь поры пород.
3. Процессы диффузии ионов на границах соприкасающихся подземных растворов и адсорбции ионов частицами пород.

Естественные электрические поля электрохимического происхождения наблюдаются над скоплениями сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенопирит и др.); некоторых окислов (магнетит, пролюзит), графита, шунгита, антрацита и др., а также над подземными металлическими сооружениями.

Схематически процесс возникновения этого поля можно представить в следующем виде. На границе электронного проводника (рудное тело) с ионным проводником (водный флюид) образуется скачок потенциала. Величина скачка зависит от окислительно-восстановительных свойств раствора. Верхняя часть рудного тела (рис. 24) находится в окислительной среде, нижняя - в восстановительной.

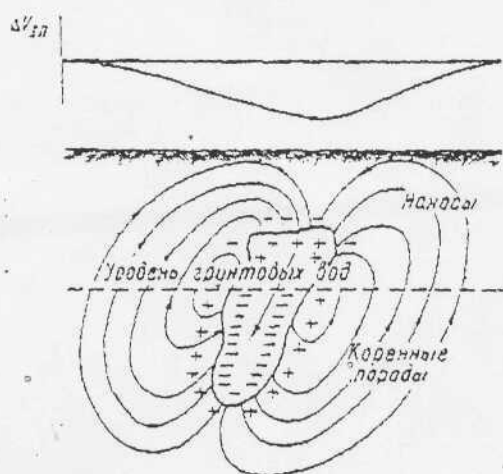


Рис.24. Схема образования естественного электрического поля над рудной залежью.

В таких условиях верхняя часть тела будет заряжена положительно, нижняя - отрицательно, а во вмещающей среде распределение зарядов будет обратное. Так как рудное тело и вмещающие породы обладают некоторой электропроводностью, то возникнут токи, направление которых указано на рис.24. Токи будут течь к верхней части рудной залежи, и на поверхности Земли над рудным телом будет располагаться область отрицательных потенциалов естественного поля с амплитудой изменения $\Delta V_{эл}$, часто достигающей -500мв, а иногда и 1000мв, относительно потенциала над вмещающими породами.

Фильтрационные естественные электрические поля наблюдаются над участками, где происходит фильтрация подземных вод сквозь поры пород. При продавливании электролита через капилляр стенки последнего адсорбируют из него ионы одного знака, обычно анионы. В результате у стенок капилляра концентрируются ионы другого знака - катионы. В капилляре образуется распределение зарядов, схематически изображенное на рис.25.



Рис.25. Схема образования фильтрационной разности потенциалов на концах капилляра.

Примыкающий к стенкам капилляра слой будет отставать, и на концах капилляра появится разность потенциалов ΔV_{ϕ} , которая пропорциональна прикладываемому давлению ΔP , вязкости электролита η и его удельному сопротивлению ρ_{Σ}

$$\Delta V_{\phi} = A \frac{\Delta P \cdot \rho_{\Sigma}}{\eta}.$$

Потенциал возрастает в направлении движения раствора, причем иногда изменения фильтрационных потенциалов достигают нескольких сотен милливольт на километр.

Диффузионные электрические поля возникают на границе соприкосновения различных по концентрации солей растворов. Через поверхность раздела происходит диффузия солей - от раствора с более высокой концентрацией к менее насыщенному. При различной скорости диффузии анионов и катионов возникает разность потенциалов $\Delta V_{д}$, пропорциональная концентрациям растворов C_1 и C_2

$$\Delta V_{д} = k \lg \frac{C_1}{C_2}.$$

Для растворов NaCl при температуре $+18^{\circ}\text{C}$ коэффициент $k=11.6$, т.е. при соотношении концентраций $C_1:C_2=10:1$ будет наблюдаться диффузионная разность потенциалов $\Delta V_{д}=11.6\text{ мВ}$. При соприкосновении растворов других солей величина $\Delta V_{д}$ будет другая, но в большинстве случаев она не превышает первых десятков милливольт.

Переменное во времени естественное электромагнитное поле земли носит название магнитотеллурическое (МТП). Возникновение МТП связано, согласно современным гипотезам, с тем, что потоки заряженных частиц, идущие от Солнца, ориентированные земным магнитным полем, нарушают электромагнитное равновесие ионосферы. В ионосфере возникают сложные токовые системы, излучающие электромагнитные волны, которые и отмечаются на поверхности земли как вариации магнито-теллурического поля. К ним относятся мировые магнитные бури, внезапные начала магнитных бурь, солнечно-суточные вариации, бухтообразные возмущения, пульсации.

Наибольшей продолжительностью характеризуются мировые магнитные бури. Они начинаются с возрастания горизонтальной компоненты магнитного поля, проявляющегося наиболее четко в области низких и средних широт. Магнитное поле остается увеличенным в течение нескольких часов. Затем наступает главная фаза бури - горизонтальная компонента уменьшается на несколько сотен гамм за 12-24 часа. Главная фаза сопровождается интенсивными иррегулярными возмущениями. Фаза восстановления магнитного поля до нормального уровня продолжается несколько суток. Пример аперриодической вариации, описывающей изменение горизонтальной составляющей магнитного поля во время бури, показан на рис. 26.

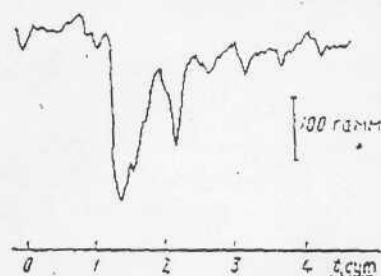


Рис.26. Изменение горизонтальной составляющей магнитного поля во время бури, начавшейся 8 июля 1958г. (по данным обсерватории Тбилиси)

Внезапное начало магнитной бури, имеющее вид импульсной вариации, выделяется самостоятельным тип. Время нарастания переднего фронта составляет обычно 2-5мин (рис. 27)

Солнечно-суточные вариации относятся к периодическим. Они хорошо заметны на магнитограммах, особенно в спокойные дни. В средних широтах суточный ход горизонтальной составляющей магнитного поля достигает 50 гамм, увеличиваясь в несколько раз в узкой полосе вдоль геомагнитного экватора. Как видно на рис. 28, изменение компонент магнитного поля наблюдается в основном в дневное время суток.

Бухтообразные возмущения магнитного поля (суббури) имеют продолжительность 3ч. Изменение горизонтальной компоненты за 15-30мин достигает максимума, а затем затухает

(рис.29). оно отрицательно в зоне полярных сияний в ранние утренние часы и положительно в после полуденные. В средних широтах наблюдаются противоположные знаки. Амплитуда бухтообразных возмущений достигает сотен гамм в высоких широтах и уменьшается до десятков гамм в средних и низких широтах.

Пульсации представляют собой квазисинусоидальные вариации, подразделяющиеся на два основных класса: устойчивые (P_c), наблюдающиеся преимущественно утром и днем, и иррегулярные (P_i). В свою очередь каждый класс делится на подклассы в зависимости от периода колебаний: $P_{c1}(T=0.2-5с)$, $P_{c2}(5-10с)$, $P_{c3}(10-45с)$, $P_{c4}(45-150с)$, $P_{c5}(150-600с)$, $P_{i1}(1-40с)$, $P_{i2}(40-150)$. Устойчивые пульсации выражены пакетами колебаний, следующими друг за другом в течение нескольких часов, в то время как иррегулярные (ночные) пульсации представлены изолированными цугами (рис.30). Интенсивность устойчивых пульсаций в среднем увеличивается с возрастанием периода вариаций (рис.31).

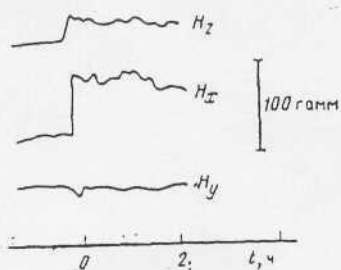


Рис. 27. Пример внезапного начала магнитной бури

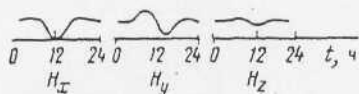


Рис.28. Типичные суточные вариации горизонтальной составляющей магнитного поля для геомагнитной широты 30°

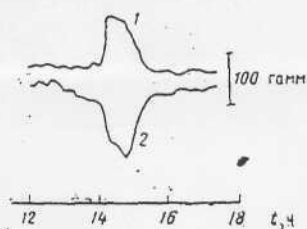


Рис. 29. Изменение горизонтальных компонент магнитного поля во время бухтообразного возмущения 16 декабря 1964г.

Компоненты: 1-северная; 2-восточная

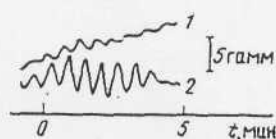


Рис.30. Пульсации горизонтального магнитного поля, зарегистрированные 1 сентября 1966г.

Компоненты: 1-восточная; 2-северная

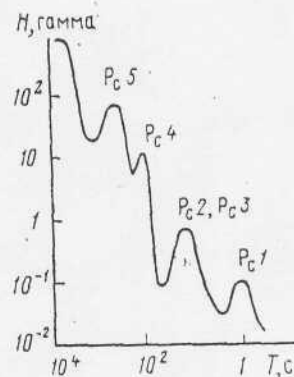


Рис31. Схематическая зависимость интенсивности геомагнитных пульсаций от периода вариаций (по Курцу)

Наряду с низкочастотным полем космического происхождения (магнитотеллурическим) в Земле существуют электромагнитные поля, характеризующиеся относительно высокими (3-10000Гц) частотами. Их возникновение может быть связано с работой промышленных установок, действием сверхдлинноволновых радиостанций, а также с вариациями потенциала атмосферного электричества и геомагнитного поля Земли. Однако, основной причиной существования электромагнитных полей в диапазоне частот 3-10000Гц считают грозовую активность. Грозовой разряд в виде молнии между облаками или между облаком и Землей представляет собой типичный электрический диполь большой мощности. Подсчитано, что каждую секунду в Земле ударяют около 100 молний. Поэтому электромагнитное поле грозовых разрядов существует практически постоянно. Интенсивность его несколько изменяется, в следствие перемещения основных грозовых центров и изменения условий распространения электромагнитных волн.

Сигналы от разрядов молний, улавливаемых на достаточно большом расстоянии от места их возникновения, называют атмосфериками. Атмосферик состоит из серии высокочастотных колебаний с преимущественной частотой несколько килогерц и аperiodических колебаний с преобладающей частотой несколько сотен герц, поэтому электромагнитное поле имеет максимум спектральной мощности (500-1000 и 6000-8000Гц). По мере удаления пункта наблюдения от места возникновения разряда величина высокочастотного максимума уменьшается, силу поглощения поля средой, а спектральная мощность низкочастотной составляющей возрастает. При этом ее спектр смещается в сторону низких частот. По данным многочисленных экспериментальных наблюдений максимум напряженности переменного естественного электрического поля находится в диапазоне частот 8-300Гц. В этом диапазоне напряженность электрического поля изменяется от сотых долей до единиц микровольт на метр, а напряженность магнитного поля составляет 10^{-3} - 10^{-4} мА/м.

5.1. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Земная кора представлена осадочным чехлом и кристаллическим складчатым основанием - фундаментом. Мощность осадочного чехла на платформах в среднем равна 2-3км, на горах она уменьшается до нуля, а во впадинах достигает 8-15 и даже 20-24км. По данным геомагнитных зондирований, бурения и электрических измерений в скважинах осадочная толща схематически может быть представлена в виде многослойного геоэлектрического разреза, характеризующегося чередованием слоев высокого и низкого удельных сопротивлений (рис. 5.1). Промежуточные пласты высокого сопротивления представлены известняками, доломитами, гипсами и ангидритами. Кровля этих пластов, четко выделяющаяся по электроразрывным данным, служит промежуточным опорным горизонтом.

Породы кристаллического фундамента имеют, как правило, более высокое удельное электрическое сопротивление, чем покрывающая их толща. Поэтому кровля фундамента повсеместно служит надежным опорным электрическим горизонтом. Большинство глубоких скважин пробурено до фундамента и только некоторыми из них кристаллические породы вскрыты на глубину 200-1000м. Сверхглубокая скважина на Кольском полуострове пробурена в породах фундамента до глубины 12000м.

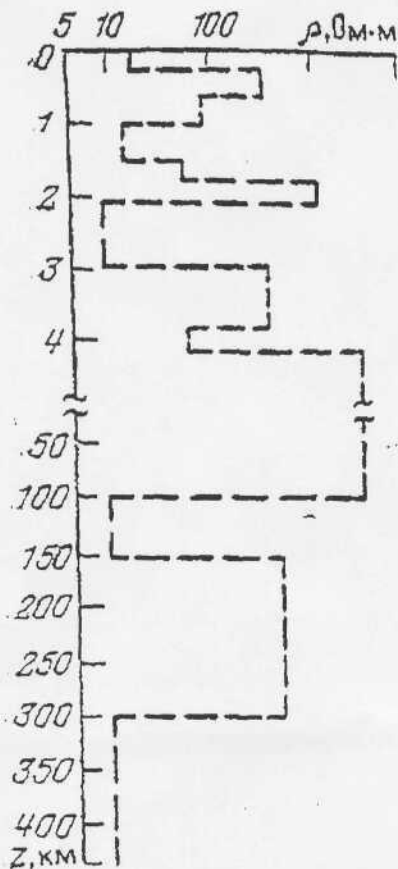


Рис.32. Вариант схемы геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии

По данным бурения и геофизических исследований в скважинах установлено неоднородное строение древних щитов. На больших глубинах обнаружены зоны высокопроницаемых, трещиноватых пород, насыщенных подземными водами высокой минерализации. По физическим свойствам породы фундамента резко дифференцированы. Пласты высокого удельного сопротивления перемежаются со слоями низкого сопротивления.

На глубинах 7-15 км (а в районе Кольской сверхглубокой скважины 1,5-9 км) по электромагнитным измерениям выделяются хорошо проводящие зоны, создающие региональные аномалии, вытянутые по простиранию на десятки и сотни километров. Их ширина не превышает нескольких километров. Такие аномалии выявлены в разных районах мира и получили название тех мест, где они были обнаружены, например, Карпатская, Кировоградская, Уральская и др. Природа проводящих зон пока не изучена. Некоторые из них выделены в рифтовых зонах (например, Байкальская) и связаны, как полагают, с очагами повышенного разогрева пород. На Кольском полуострове в интервале глубин 1665-1830 м вскрыты медно-никелевые руды, а на глубине 6500-9500 м - зоны медно-никелевой минерализации.

Наряду с этим, по данным сейсмических и гравиметрических наблюдений на глубине порядка 20 км выделяется плотностная граница - поверхность Конрада, которая, как установлено бурением, связана либо с наличием вулканогенных пород (в Куринской депрессии Азербайджана), либо с плотными биотит-плагноклазовыми гнейсами (Кольский полуостров). По данным электрического каротажа на этой границе наблюдается резкий скачок удельного сопротивления от 1000 до 10000 Ом·м.

Подшовой земной коры принято считать поверхность Мохоровичича. На континентах она обнаружена на глубинах порядка 40 км. Удельное сопротивление здесь возрастает ступенчато.

В мантии в интервале глубин 100-200 км по данным электромагнитных зондирований выделяется слой высокой проводимости $S \approx 10^3$ См. Этот слой называют астеносферой. Его удельное сопротивление, по-видимому, не превышает 10 Ом·м. С увеличением глубины оно возрастает до 100-200 Ом·м и, начиная с 300-400 км, ступенеобразно понижается до значений меньших 1 Ом·м.

5.2. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Электрическая разведка (электроразведка) основана на изучении электрических и магнитных полей, возникающих в земной коре под воздействием естественных и искусственных источников электромагнитного поля. Так как характер распространения электромагнитного поля в Земле обусловлен особенностями строения земной коры, то изучение поведения электромагнитного поля может быть положено в основу исследования строения земных недр.

5.2.1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД.

Основным параметром горных пород, определяющим поведение в них электромагнитного поля, является удельное электрическое сопротивление - ρ . Удельное электрическое сопротивление численно равно сопротивлению одного кубического метра горной породы. Единицей измерения величины ρ является Омметр ($\text{Ом} \cdot \text{м}$). Величина, обратная ρ , носит название удельной электропроводности - σ горной породы. Она измеряется в сименсах на метр (См/м).

Различные горные породы характеризуются различными значениями удельного электрического сопротивления ρ , что и предопределяет возможность применения электрических методов разведки для изучения строения земных недр. Более того, одна и та же горная порода в зависимости от ее состояния и условий залегания (внутренней структуры, влажности, температуры, давления и др.) может иметь различное удельное сопротивление.

В таблице 10 приведены характерные значения удельных электрических сопротивлений для ряда горных пород.

Из таблицы 10 следует, что сопротивление горных пород изменяется в довольно широких пределах. Это объясняется тем, что очень немногие минералы обладают электропроводимостью. Большинство горных пород проводят электрический ток благодаря содержанию ионов в водах, насыщающих поры и трещины в горной породе, поэтому сопротивление очень сильно зависит от минерализации вод, а также от пористости и влажности горных пород.

Наиболее высокими значениями сопротивления характеризуются изверженные и метаморфические горные породы. Причем их сопротивление определяется в первую очередь такими факторами, как трещиноватость и степень выветрелости. Повышенная трещиноватость приводит к уменьшению сопротивления за счет заполнения трещины подземными водами. При заполнении трещины воздухом сопротивление пород становится более высоким, чем у ненасыщенных пород.

Таблица 10

Порода	$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$	Порода	$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$
Гранит	$10^3 - 10^6$	Глина	1-50
Мрамор	$10^3 - 10^8$	Нефть	$10^3 - 10^{14}$
Известняк	$10^2 - 10^3$	Морская вода	0.15-1.5
Песчаник	$10 - 10^3$		

Сопротивление рыхлых осадочных пород практически полностью определяется геологическими условиями. Например, сухие пески могут иметь сопротивление в тысячи Ом \cdot м, тогда как в условиях полного водонасыщения оно снижается до десятков и даже единиц Ом \cdot м. Наиболее низкими и в то же время колеблющимися сопротивлениями характеризуются глинистые породы (единицы - десятки Ом \cdot м).

Таким образом, в целом интрузивные и метаморфические породы имеют высокие значения сопротивлений, осадочные, как более рыхлые и пористые, - более низкие сопротивления. При этом каждая разновидность горной породы обычно характеризуется некоторым диапазоном изменения сопротивлений, определяемым, как уже отмечалось выше, условиями ее залегания и структурой. Эти свойства горных пород необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов электроразведки.

5.2.2. ПОЛЕ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА

Электрическое поле характеризуется напряженностью \vec{E} , которая численно равна силе, с которой поле действует на единичный положительный электрический заряд, внесенный в данную точку среды. При этом величина и направление вектора \vec{E} в общем случае зависит от положения точки наблюдения в пространстве.

Поле постоянного электрического тока, так же как гравитационное и постоянное магнитное поле, является потенциальным. Это значит, что скалярные компоненты вектора \vec{E} могут быть представлены как частные производные (со знаком минус) по осям x, y, z некоторой скалярной функции U , называемой электрическим потенциалом:

$$E_x = -\frac{dU}{dx}; E_y = -\frac{dU}{dy}; E_z = -\frac{dU}{dz}.$$

Таким образом, электрический потенциал U полностью определяет электрическое поле \vec{E} в любой точке пространства.

Электрическое поле можно графически изобразить в виде линий, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением вектора \vec{E} . Такие линии называются токовыми линиями поля.

С другой стороны, электрическое поле можно графически представить с помощью поверхностей равного потенциала, т.е. таких поверхностей, вдоль которых электрический потенциал U постоянен:

$$U(x,y,z)=C=\text{const},$$

где x, y, z - координаты точки наблюдения.

Поверхности равного потенциала называются эквипотенциальными поверхностями.

Под действием электрического поля в проводящей среде (например, в горной породе) возникает движение свободных электрических зарядов, т.е. образуется электрический ток. Плотностью электрического тока в данной точке называется произведение величины движущегося электрического заряда q на вектор скорости его движения \vec{V} :

$$\vec{j} = q \cdot \vec{V}.$$

Многочисленные эксперименты показывают, что в большинстве горных пород эта величина прямо пропорциональна электрическому полю \vec{E} , причем коэффициентом пропорциональности служит σ - удельная электропроводность среды, $\sigma = \frac{1}{\rho}$, где ρ - удельное электрическое сопротивление.

$$\vec{j} = \sigma \cdot \vec{E} = \frac{1}{\rho} \vec{E}.$$

Данное соотношение носит название закона Ома в дифференциальной форме. Оно позволяет вычислить плотность электрического тока в среде по известному вектору \vec{E} и параметру σ .

Произведение величины плотности тока j на поперечное сечение проводника ΔS называется силой тока I в проводнике.

$$I = j \Delta S.$$

В качестве примера применения закона Ома в дифференциальной форме рассмотрим важную для теории электроразведки на постоянном токе задачу о поле точечного источника постоянного тока, расположенного на поверхности однородной проводящей Земли с удельным электрическим сопротивлением ρ (рис.33).

Пусть точечный источник A посылает в Землю ток силой I . Поскольку воздух практически является диэлектриком ($\rho_0 = \infty$), то весь ток от источника растекается в Земле. Так как Земля однородна, то ток от источника течет равномерно во всех направлениях, т.е. токовые линии поля представляют собой прямые лучи, выходящие из точки A и расположенные в нижнем полупространстве (в проводящей Земле).

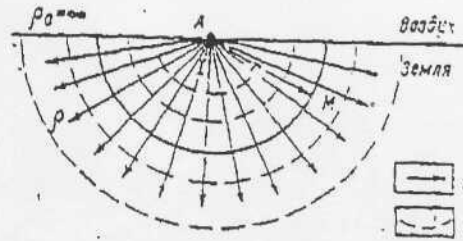


Рис.33. Поле точечного источника постоянного тока, расположенного на поверхности одной проводящей Земли.

1-токовые линии, 2-эквипотенциальные поверхности

Окружим точку А полусферой радиусом r с центром в точке А. Очевидно, что ток, проходящий через эту полусферу, равен полной силе тока I . Следовательно, плотность тока в любой точке М, расположенной на полусфере, равна силе тока, деленной на площадь полусферы:

$$j = \frac{I}{2\pi r^2}.$$

В силу закона Ома величина электрического поля E в точке М определяется соотношением

$$E = \rho \cdot j = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2},$$

а вектор \vec{E} направлен по радиусу, соединяющему точки А и М. Если обозначить в \overline{AM} буквой r , то выражение для электрического поля \vec{E} окончательно примет вид:

$$\vec{E} = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r},$$

где $\frac{\vec{r}}{r}$ - единичный вектор, направленный по радиусу.

Поместим начало декартовой системы координат x, y, z в точку А, причем ось z направим вертикально вниз, а ось x, y - вдоль плоскости раздела земля-воздух. Обозначим координаты точки М - x, y, z . Тогда скалярные координаты вектора r равны (x, y, z) , а его длина определяется формулой $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Следовательно проекции вектора E на оси декартовой системы координат запишутся в виде

$$E_x = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{x}{r}; \quad E_y = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{y}{r}; \quad E_z = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{z}{r},$$

где $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Из последних формул видно, что на поверхности Земли (при $z=0$) вертикальная компонента электрического поля $E_z=0$. Физически это означает, что через границу проводник (земля)-диэлектрик (воздух) ток течь не может. Рассматривая данные выражения, нетрудно убедиться, что все они (E_x, E_y, E_z) являются частными производными (со знаком минус) выражения

$$U = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r}.$$

Формула показывает, что потенциал убывает обратно пропорционально расстоянию от источника до точки наблюдения.

Точечный источник постоянного тока, описанный выше, является идеализированной моделью реальных источников, используемых в электроразведке. Практически постоянный электрический ток в земле создают в электроразведке с помощью заземлений А и В, подключенных к генератору или батарее постоянного тока. Заземления представляют собой погруженные в землю металлические электроды, чаще всего стержневой формы. При выводе формул, описывающих электрическое поле в земле, обычно пренебрегают формой электродов и рассматривают их как точечные.

Пусть на поверхности однородного проводящего полупространства с удельным электрическим сопротивлением ρ на расстоянии L друг от друга расположены два электрода А и В, через которые протекает электрический ток силой I (из электрода А ток вытекает, а в электрод В втекает, т.е. источник А имеет силу тока I , а источник В - силу тока $-I$).

Поместим начало декартовой системы координат в точку А, ось x направим по линии АВ, ось z -вертикально вниз (рис. 34). Рассмотрим некоторую точку М в нижнем полупространстве, удаленную от точки А на расстояние r_1 , а от точки В - на расстояние r_2 . Из курса физики известно, что поля постоянного тока удовлетворяют принципу суперпозиции: поле, создаваемое двумя источниками, равно сумме полей создаваемых каждым из этих источников в отдельности. Согласно этому принципу потенциал точки М

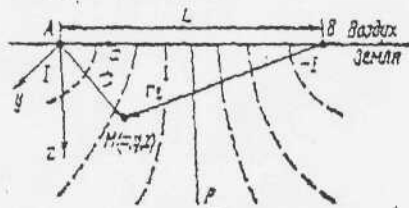


Рис.34. Поле двух разнополярных точечных электродов, расположенных на поверхности однородной проводящей Земли.

$$U(M) = U_A(M) + U_B(M),$$

где $U_A(M)$ - потенциал в точке М, создаваемый электродом А, а $U_B(M)$ - потенциал в точке М, создаваемый электродом В:

$$U_A(M) = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r_1}; \quad U_B(M) = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r_2}.$$

$$U(M) = \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right).$$

Эквипотенциальные поверхности определяются условием

$$U(M) = \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \text{const.}$$

Семейства таких эквипотенциальных поверхностей изображены на рис.34. В частности, при $r_1 = r_2$

$$U(M) = \text{const} = 0.$$

Это означает, что вертикальная плоскость Р, параллельная осям y и z и пересекающая ось x посередине между точками А и В, является поверхностью нулевого потенциала. Согласно закону Ома (4)

$$j_x = \frac{1}{\rho} E_x.$$

С другой стороны, исходя из формулы (1)

$$E_x = -\frac{dU}{dx},$$

откуда

$$j_x = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dU}{dx}.$$

Подставив в формулу (13) выражение для электрического потенциала (12), получим

$$j_x = -\frac{I}{2\pi} \cdot \frac{d}{dx} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right).$$

Из рис.34 следует, что согласно теореме Пифагора

$$r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}; \quad r_2 = \sqrt{(x-L)^2 + y^2 + z^2}.$$

Подставив эти выражения в (14) и продифференцировав по x , найдем

$$j_x = \frac{I}{2\pi} \left\{ \frac{x}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{(x-L)}{[(x-L)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} \right\}.$$

В частности, в точках плоскости P , т.е. при $x=L/2$

$$j_x = \frac{I \cdot L}{2\pi \left(\frac{L^2}{4} + y^2 + z^2 \right)}$$

Проанализируем изменение плотности тока вдоль вертикальной прямой, проходящей через середину отрезка AB , т.е. при $y=0$:

$$j_x(z) = \frac{I \cdot L}{2\pi \left(\frac{L^2}{4} + z^2 \right)}$$

Для этого вычислим отношение плотности тока на глубине z к плотности тока на земной поверхности (при $z=0$):

$$\frac{j_x(z)}{j_x(0)} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{2z}{L} \right)^2 \right]^{3/2}}$$

На рис.35 изображены графики зависимости отношения $\frac{j_x(z)}{j_x(0)}$ от z при различных

значениях L . Увеличение расстояния между электродами A и B приводит к увеличению относительной плотности тока на данной глубине. Иными словами, чем больше расстояние между питающими электродами, тем глубже проникает электрический ток в землю. В частности, расчеты показывают, что в однородном полупространстве до глубины z , равной половине расстояния между питающими электродами $z=L/2=AB/2$, протекает половина полного тока $I/2$, потребляемого в землю.

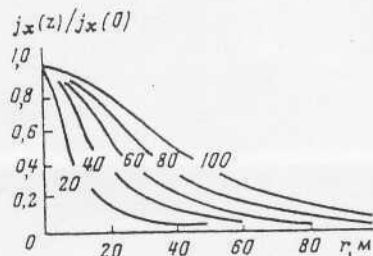


Рис.35. Графики зависимости относительной плотности тока от глубины Z . Шифр кривых — L в м

5.2.3. ПЕРЕМЕННОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

В настоящее время в электроразведке в основном используются переменные электрические поля. Переменное электрическое поле в земле можно создать, например, подключив электроды A и B к генератору переменного электрического тока. По законам электромагнитной индукции переменный электрический ток возбуждает электромагнитное поле, таким образом в земле возникает электромагнитное поле. Это поле распространяется в проводящей земле, постепенно затухая при удалении от источника. При этом степень затухания поля определяется электрическими свойствами среды, в которой оно распространяется, и прежде всего удельным электрическим сопротивлением земли. Таким образом, изучая характер распространения электромагнитного поля в проводящей среде, можно судить об ее удельной электропроводности.

Во многих методах электроразведки используют гармонические поля, т.е. такие, компоненты которых меняются во времени по синусоидальному или косинусоидальному закону

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(\omega t + \varphi); \quad \vec{H} = \vec{H}_0 \cos(\omega t + \psi).$$

Аргументы косинусов, т.е. $(\omega t + \varphi)$ и $(\omega t + \psi)$, называются фазами соответствующих компонент поля, при этом φ, ψ есть начальные фазы (при $t=0$).

При исследовании переменных гармонических электромагнитных полей удобно рассматривать поверхности в пространстве, проходящие через точки с одинаковыми фазами колебаний электромагнитного поля. Такие поверхности называются фазовыми фронтами. Оказывается, что фазовые фронты непрерывно меняют свое положение - движутся с определенной скоростью. В связи с этим переменное электромагнитное поле можно рассматривать как электромагнитную волну, распространяющуюся от источников во всех направлениях. Если фазовые фронты какой-либо электромагнитной волны являются плоскими, то такая волна также называется плоской. Если же фазовые фронты какой-либо электромагнитной волны описываются концентрическими сферическими поверхностями, то волна называется сферической.

Скорость движения фазового фронта называется фазовой скоростью электромагнитной волны. Расстояние, проходимое фазовыми фронтами за один период, носит название длины электромагнитной волны λ . Длина электромагнитной волны тесно связана с электрическими свойствами среды и периодом T ее колебаний. Например, для однородной среды с удельным сопротивлением ρ

$$\lambda = \sqrt{10^7 \rho T},$$

где T - в с; ρ - в Ом · м; λ - в м.

С длиной волны связано другое важное в теории электроразведки понятие - глубина проникновения поля в Землю. Глубиной проникновения поля условно называют расстояние, на котором вследствие поглощения амплитуда поля уменьшается в 10 раз. Эта величина обозначается $L_{0,1}$ и для однородной среды

$$L_{0,1} = \frac{\ln 10}{2\pi} \cdot \lambda \approx 0.4\lambda = 0.4\sqrt{10^7 \rho T}.$$

Из последней формулы видно, что глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем выше сопротивление горных пород ρ . В изоляторе $L_{0,1}$ стремится к бесконечности. В хорошем проводнике $L_{0,1}$, наоборот, стремится к нулю.

Следующим важным следствием является зависимость глубины проникновения поля от периода колебаний T . Чем больше период колебаний, т.е. чем меньше их частота, тем глубже проникает поле в проводящую среду, и наоборот, чем короче период колебаний, и.е. чем больше их частота, тем быстрее поле затухает с глубиной. Отмеченное свойство переменного электромагнитного поля дает возможность управлять глубиной его проникновения в землю, меняя частоту ω гармонических колебаний.

5.2.4. МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Количество модификаций электрических методов разведки чрезвычайно велико. Обусловлено это, с одной стороны, многообразием способов возбуждения электромагнитного поля, а с другой стороны - многогранностью самого поля, допускающего различные способы его измерения и изучения. Ниже мы рассмотрим только те методы, которые нашли наиболее широкое применение как при региональных геологических исследованиях, так и при поисках месторождений нефти и газа. Эти методы представлены в таблице 11. Все методы сгруппированы по следующим двум основным признакам: а) по характеру зависимости поля от времени; б) по способу возбуждения поля.

Характер зависимости электромагнитного поля от времени	Способ возбуждения	Основные методы электроразведки
Переменное поле	Искусственно создаваемые поля	Частотное зондирование (ЧЗ) Зондирование становлением поля в ближней (ЗСБ) и дальней (ЗСДЗ) зонах Метод теллурических токов (ТТ)
	Естественные поля	Магнитотеллурическое профилирование (МТП) Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ)
Постоянное поле	Искусственно создаваемые поля	Электрическое профилирование (ЭП) Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) Дипольное электрическое зондирование (ДЭЗ)

По характеру зависимости электромагнитного поля от времени все методы электроразведки подразделяются на две большие группы: 1) методы постоянного поля; 2) методы переменного поля. К первой группе относятся электрическое профилирование, вертикальное и дипольное электрическое зондирования. Эти методы основаны на изучении с помощью металлических электродов MN разности потенциалов, создаваемой постоянным электрическим током, пропускаемым через электроды АВ в землю.

Вторую группу составляют методы частотного зондирования, зондирования становлением поля (в ближней и дальней зонах), магнитотеллурическое зондирование и профилирование, метод теллурических токов. Эти методы основаны на измерении электрических или магнитных компонент переменных электромагнитных полей.

По способу возбуждения все методы электроразведки также можно подразделить на две большие группы: 1) методы, использующие естественные электромагнитные поля Земли; 2) методы, основанные на измерении искусственно создаваемых полей. Основными методами первой группы, используемыми в структурной электроразведке, являются магнитотеллурические методы. Все остальные методы, представленные в таблице 1, относятся ко второй группе.

5.2.4.1. МЕТОДЫ ПОСТОЯННОГО ТОКА

Наиболее распространенными методами постоянного электрического тока согласно таблице 1 являются вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), электропрофилирование (ЭП) и дипольное электрическое зондирование.

Вертикальное электрическое зондирование. При выполнении ВЭЗ обычно применяют симметричную четырехэлектродную установку (рис. 36). На поверхности земли размещают две пары электродов: питающие АВ и измерительные MN. Все электроды располагают на одной линии симметрично точки О - центра установки. Питающие электроды подключают к источнику постоянного тока (батареи или генератору), измерительные - к прибору, измеряющему разность потенциалов ΔU между точками М и N. Эта разность потенциалов зависит от силы тока I, расстояний (разносов) между электродами А и В, М и N, а также от удельного электрического сопротивления земли - ρ . В качестве примера рассмотрим, чему равна величина ΔU для случая, когда симметричная четырехэлектродная установка расположена на поверхности однородной земли с удельным электрическим сопротивлением ρ (рис. 36).

Известно, что

$$\Delta U = U_M - U_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right).$$

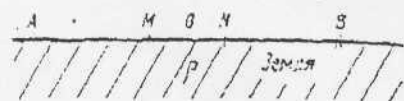


Рис.36. Симметричная четырехэлектродная установка ВЭЗ

В силу симметрии измерительной установки

$$AM=BN \text{ и } AN=BM.$$

Следовательно,

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{2}{AM} - \frac{2}{AN} \right) = \frac{I\rho}{\pi} \cdot \frac{MN}{AM \cdot AN}.$$

Отсюда определим величину удельного электрического сопротивления

$$\rho = \pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I},$$

K - коэффициент, определяемый геометрическими параметрами установки.

Данная формула позволяет по известной силе тока I в питающей цепи и разности потенциалов ΔU между измерительными электродами определить удельное сопротивление земли. Однако реальный разрез земли далеко не однороден. Поэтому при измерениях и соответствующих расчетах мы получаем не истинное удельное сопротивление какого-либо слоя земли, а некоторую фиктивную кажущуюся величину, обозначаемую ρ_K и называемую **кажущимся удельным электрическим сопротивлением**:

$$\rho_K = k \frac{\Delta U}{I}.$$

Кажущееся удельное электрическое сопротивление, несмотря на то, что отличается от истинного сопротивления, после некоторого анализа позволяет судить об истинном сопротивлении земли.

В качестве примера рассмотрим следующую ситуацию. Пусть геологический разрез земли состоит из трех горизонтальных слоев различного удельного сопротивления $\rho_1; \rho_2; \rho_3$. Расположим на поверхности земли симметричную четырехэлектродную установку АМNB. Глубина проникновения постоянного электрического поля в землю определяется половиной расстояния между питающими электродами А и В. Предположим первоначально, что расстояние АВ намного меньше толщины первого слоя. Тогда все поле, посылаемое в землю, затухает, не достигая второго слоя. Следовательно, кажущееся сопротивление, вычисленное для такой установки, совпадает с сопротивлением первого слоя:

$$\rho_K = \rho_1.$$

Если теперь увеличить расстояние (разнос) между питающими электродами А и В, причем так, чтобы АВ/2 было соизмеримо с толщиной первого слоя, то поле начнет проникать во второй слой, и на величину ρ_K будет оказывать влияние как ρ_1 , так и ρ_2 . При дальнейшем увеличении разнесов АВ поле проникает в третий слой и сопротивление последнего ρ_3 также начинает влиять на ρ_K . Таким образом, по мере увеличения разнесов питающих электродов электрическое поле все глубже проникает в землю. При этом мы получаем информацию о все более глубоких слоях земли - изменение геоэлектрических свойств с глубиной.

Основным полевым материалом работ методом ВЭЗ являются полевые кривые кажущихся сопротивлений - графики зависимости ρ_K от параметра глубинности исследования АВ/2 (аналога глубины). При построении этих графиков по вертикальным и горизонтальным осям декартовой системы координат откладываются логарифмы значений ρ_K и АВ/2. Поэтому кривые ВЭЗ строят на билогарифмических бланках. Пример типичной полевой кривой ВЭЗ над трехслойным разрезом с соотношением удельных электрических сопротивлений слоев $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ приведен на рис. 37. Эта кривая качественно отражает изменение удельного электрического сопротивления по вертикали, хотя численно кажущееся сопротивление в общем слу-

чае не совпадает с истинными сопротивлениями соответствующих слоев разреза. Поэтому для количественного определения параметров геоэлектрического разреза полевые кривые ВЭЗ следует подвергать количественной интерпретации.

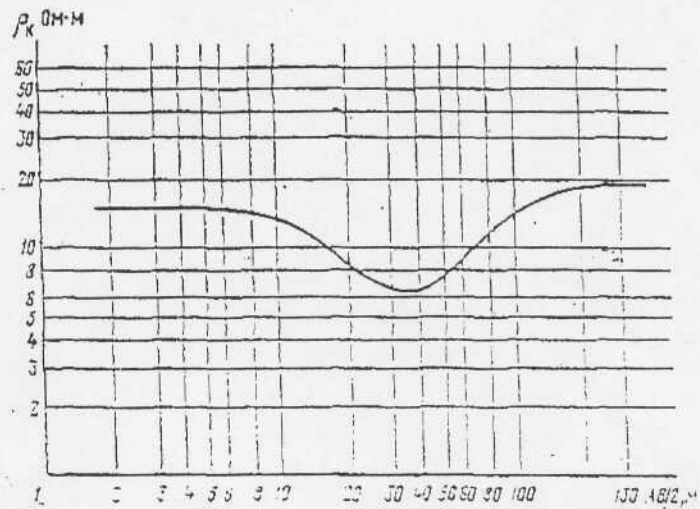


Рис.37. Полевая кривая ВЭЗ над трехслойным разрезом ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$)

Дипольное электрическое зондирование. При работе методом дипольных электрических зондирований (ДЭЗ) используют дипольную измерительную установку, состоящую из двух пар сближенных электродов: АВ - питающих и MN - измерительных. При этом пары АВ и MN удалены друг от друга на расстояние g , существенно превышающее длины АВ и MN, т.е. $AB \ll g \ll MN$. Таким образом, сближенные между собой питающие и измерительные электроды образуют соответственно питающий АВ и измерительный MN диполи. Расстояние g между центрами этих диполей называется разносом дипольной установки. Величина разноса g (аналогично параметру АВ/2 в методе ВЭЗ) определяет глубину исследований с дипольной установкой.

Основным измеряемым параметром в методе ДЭЗ (так же, как и в ВЭЗ) является кажущееся сопротивление ρ_k :

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

где $K_{\text{ДЭЗ}}$ носит название коэффициента установки и зависит от геометрии измерительной установки (размеров диполей АВ и MN, их расстояния g друг от друга и взаимной ориентации).

Если разрез однороден, то величина ρ_k , измеряемая в методе ДЭЗ, равна истинному сопротивлению ρ : $\rho = \rho_k$. Для неоднородных сред ρ_k некоторая фиктивная, кажущаяся величина, сложным образом отражающая истинное распределение сопротивлений.

Методика ДЭЗ заключается в последовательном определении ρ_k для ряда увеличивающихся разносов g . При этом либо диполь АВ оставляют неподвижным, а диполь MN удаляют от него, либо оба диполя раздвигают в разные стороны так, что точка, соответствующая середине расстояния между ними, неподвижна. В результате на билогарифмическом бланке строят график зависимости ρ_k от g , называемой полевой кривой ДЭЗ. Поскольку g (аналогично параметру АВ/2 в ВЭЗ) определяет глубину исследований, то полевая кривая ДЭЗ качественно отражает характер изменения электрического сопротивления разреза по вертикали. В общем случае форма кривых ДЭЗ и ВЭЗ однотипна.

Электрическое профилирование. При вертикальном и дипольном электрических зондированиях, как отмечалось выше, центр измерительной установки остается неподвижным, а последовательно увеличивается либо расстояние между питающими электродами АВ, либо разнос g между питающим АВ и измерительным MN диполями. Однако возможна и другая методика работ, при которой фиксируют разносы установки АВ и MN и расстояние между ними, а всю установку как единое целое передвигают вдоль профиля. В этом случае глубина исследования не меняется, поэтому определяемое при каждом положении установки ρ_k отражает изменение

свойств горных пород вдоль профиля в горизонтальном направлении. Такая методика получила название электрического профилирования (ЭП). Электрическое профилирование возможно как с симметричной установкой, применяемой в ВЭЗ, так и с дипольной установкой, применяемой в ДЭЗ. Основным первичным материалом электропрофилирования являются графики и карты изменения кажущегося удельного электрического сопротивления вдоль профиля или по площади (при фиксированных разносах АВ или г).

Типичный пример такого графика для ЭП с симметричной установкой показан на рис.38. Разрез здесь представлен двумя толщами: глинами с низким сопротивлением ρ_1 и известняками с высоким сопротивлением ρ_2 . В кровле известняков имеется антиклинальное поднятие. Очевидно, что слева и справа от антиклинали поле, создаваемое электродами А и В, не достигает второго слоя, и, следовательно, ρ_k в этих зонах близко к ρ_1 . Однако над сводовой частью антиклинали на распределение поля влияют породы второго слоя (так расстояние до него соизмеримо с глубиной проникновения АВ/2) и ρ_k возрастает. Таким образом, качественно кривая электропрофилирования повторяет форму высокоомного основания.

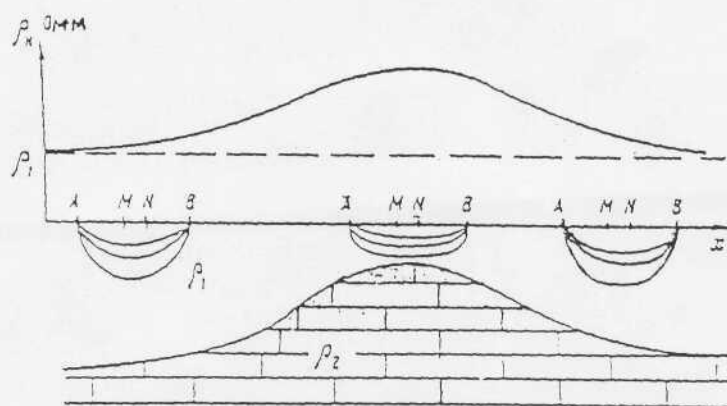


Рис.38. График кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_k , полученный по результатам электрического профилирования над двухслойным разрезом ($\rho_1 < \rho_2$)

5.2.4.2. МЕТОДЫ ИСКУССТВЕННОГО ПЕРЕМЕННОГО ТОКА

К методам электроразведки с искусственным переменным электромагнитным полем относятся методы частотного зондирования (ЧЗ), зондирования становлением поля в ближней (ЗСБ) и дальней (ЗСД) зонах. Все эти методы основаны на изучении искусственно возбуждаемых в земле переменных электромагнитных полей.

Наиболее широкое распространение получили два способа возбуждения переменного электромагнитного поля в земле. Первый способ основан на пропускании переменного электрического тока через питающие электроды А и В, погруженные в землю. Он называется гальваническим способом возбуждения поля. При втором способе на поверхности земли укладывают электрический провод в виде петли (S_0) в форме квадрата или круга, площади последних могут составить несколько квадратных километров. По петле пропускают переменный электрический ток. При этом по закону электромагнитной индукции в пространстве возникает переменное магнитное поле, которое в свою очередь, индуцирует в проводящей земле электрические токи. Такой способ получил название индуктивного способа возбуждения поля. Он имеет то преимущество, что позволяет возбуждать электромагнитное поле в условиях высокого сопротивления верхнего слоя разреза, когда гальваническое возбуждение затруднено.

Компоненты создаваемого в земле переменного электромагнитного поля измеряют либо с помощью измерительных электродов М и N (как в методах постоянного тока), либо с

помощью измерительной петли S. В первом случае переменная разность потенциалов ΔU_{MN} , измеренная на электродах M и N и поделенная на расстояние MN, дает приближенное значение электрического поля E в центре диполя MN. Во втором случае измеряется электродвижущая сила (Э.Д.С. индукции ΔU_S), наводимая в петле S под действием пронизывающего ее переменного магнитного поля. Эта величина по закону Фарадея пропорциональна скорости изменения вертикальной компоненты магнитного поля H_z . Таким образом, петля позволяет определять приближенное значение скорости изменения вертикальной компоненты поля H_z в ее центре.

Частотное зондирование. В методе частотного зондирования (ЧЗ) землю возбуждают гармоническим электромагнитным полем с меняющейся частотой и исследуют зависимость компонент этого поля от частоты ω . Глубина проникновения переменного электромагнитного поля зависит от частоты. Поэтому, изменяя частоту тока, питающего диполь АВ или петлю S_0 , можно управлять глубиной проникновения поля и таким образом получать сведения об электрических свойствах разреза на различных глубинах.

Основным параметром разреза, определяемом в методе ЧЗ, является (как и в методах постоянного тока) кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_k , вычисляемое по формуле:

$$\rho_k = K_{\pi} \cdot \frac{\Delta U}{I},$$

здесь ΔU - амплитуда разности потенциалов между электродами M и N, или Э.Д.С. индукции наводимой в петле S; I - амплитуда гармонических колебаний тока, питающего диполь АВ или петлю S_0 ; K_{π} - геометрический коэффициент, зависящий от вида измерительной установки и ее геометрии, т.е. от разносов электродов АВ и MN, размеров петель S_0 и S и расстояний между ними.

Если земля однородна и характеризуется сопротивлением ρ , то независимо от частоты $\omega \cdot \rho_k = \rho$.

Если же земля горизонтальнослоистая, то величина ρ_k отражает некоторое суммарное значение сопротивлений слоев до глубины, определяемой глубиной проникновения поля $L_{0,1}$.

Таким образом, уменьшая частоту ω питающего тока, мы все глубже проникаем в землю и получаем информацию об изменениях параметров геоэлектрического разреза по вертикали. При этом уменьшение частоты приводит к такому же эффекту, как и увеличение разносов АВ или r в методах ВЭЗ или ДЭЗ.

По данным полевых наблюдений на билогарифмическом бланке строят график зависимости ρ_k от параметра глубинности \sqrt{T} (так как величина $L_{0,1}$ пропорциональна \sqrt{T}). Этот график носит название полевой кривой ЧЗ. Полевые кривые ЧЗ являются основой для последующей количественной интерпретации, т.е. для определения истинных сопротивлений и толщин слоев геоэлектрического разреза.

Зондирование становлением поля. В этом методе используют те же измерительные установки, что и в ЧЗ, однако диполь АВ или петлю S_0 питают нестационарным электрическим током. Простейшим примером нестационарного сигнала является ступенчатый импульс включения или выключения тока.

Рассмотрим, например, установку диполь-диполь (т.е. источником тока является диполь АВ, а измерения проводят с помощью диполя MN) и исследуем процессы, происходящие при мгновенном выключении тока в питающей цепи. При этом оказывается, что разность потенциалов на электродах MN не мгновенно падает до нуля, а исчезает постепенно, изменяясь по сложной кривой. Это связано с тем, что в момент выключения тока в проводящих областях геоэлектрического разреза индуцируются вторичные токи, которые в первый момент времени распределены в поверхностных слоях, а затем начинают проникать вглубь разреза, постепенно затухая с глубиной. Описанный процесс носит название становления поля в земле, а график зависимости ΔU_{MN} от времени - кривой становления поля; форма кривой становления поля зависит от параметров геоэлектрического разреза. Глубина проникновения нестационарного электромагнитного поля в землю определяется временем t , прошедшего с момента выключения тока в питающей цепи. Это свойство поля обуславливает возможность зондирования становлением поля (ЗС), при котором изучается зависимость компонент поля от времени становления.

Основным параметром разреза, определяемым в методе ЗС, является, как обычно, кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_k :

$$\rho_k = K_{ЗС} \cdot \frac{\Delta U}{I},$$

здесь ΔU - разность потенциалов, измеряемая между электродами М и N, или Э.Д.С. индукции, наводимая в петле S; I - сила постоянного тока, посылаемого в диполь АВ или петлю S_0 (до его выключения); $K_{ЗС}$ - геометрический коэффициент, зависящий от вида установки и ее геометрии.

Для однородной земли независимо от t кажущееся сопротивление совпадает с истинным сопротивлением $\rho_k = \rho$. При выполнении зондирований на поверхности слоистого разреза величина ρ_k характеризует суммарное сопротивление слоев до глубины, определяемой глубиной проникновения нестационарного поля в землю. В теории метода ЗС доказывается, что эта величина пропорциональна $\sqrt{2\pi t}$, где t - время становления. Таким образом, величина ρ_k для малых времен t характеризует верхний слой земли. Вычисляя ρ_k для больших значений t, мы получаем информацию о более глубоких горизонтах разреза. Иными словами, величина $\sqrt{2\pi t}$ играет в методе ЗС такую же роль, как \sqrt{T} в ЧЗ или АВ/2 в ВЭЗ.

По данным полевых наблюдений на билогарифмическом бланке строят график зависимости ρ_k от $\sqrt{2\pi t}$. Этот график носит название полевой кривой ЗС. Он является основным исходным материалом для определения истинных параметров геоэлектрического разреза.

В зависимости от разнеса r между питающими и измерительными диполями (или петлями) различают две модификации ЗС - в дальней (ЗСД) и ближней (ЗСБ) зонах.

При зондировании в дальней зоне разнос установки r обычно в несколько раз превышает глубину залегания опорного горизонта. При зондировании в ближней зоне разнос r близок к глубине залегания опорного горизонта или даже меньше ее.

5.2.4.3. МЕТОДЫ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

К методам электроразведки с естественными электрическими и электромагнитными полями относятся метод естественного электрического поля (ЕП) и магнитотеллурические методы.

Метод естественного электрического поля основан на наблюдении электрических полей, создаваемых электродвижущими силами химического, фильтрационного и диффузионного происхождения. Причины возникновения естественных электрических полей рассмотрены в разделе 5. Ниже мы остановимся на особенностях метода.

Точки наблюдения при съемке естественных полей располагают на определенных интервалах вдоль системы обычно параллельных профилей. Лишь иногда исследование поля проводят по отдельным маршрутам. Сеть наблюдений подготавливается перед началом съемки.

Съемка естественного поля заключается в измерении в определенной последовательности разностей потенциалов между точками наблюдений. Задавшись некоторым условным значением потенциала на начальной точке, по измеренным ΔU вычисляют потенциалы всех остальных точек и получают картину распределения потенциалов вдоль отдельных профилей и на всей площади съемки.

Наблюдения естественного поля могут проводиться двумя способами: съемкой градиентов и съемкой потенциала. В производственных условиях применяется в основном последний способ. Съемкой градиентов пользуются лишь при наличии сильных помех. Измерительная установка для работы по методу ЕП изображена на рис.39. Она состоит из потенциометра или автокомпенсатора П, измерительных электродов М и N и соединяющих их проводов. В установке применяют электроды особой конструкции, называемые неполяризующимися. Обычные металлические электроды в данном случае не применяются вследствие их большой поляризации. При наблюдении естественных электрических полей с металлическими электродами мы измеряли бы каждый раз разность потенциалов естественного поля, искаженную на величину разности электродных потенциалов. Величина последней часто соизмерима с наблюдаемыми разностями потенциалов естественного поля и к тому же меняется от замера к замеру.

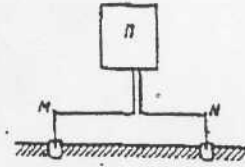


Рис.39. Принципиальная схема измерительной установки

При работе способом потенциалов измерения проводят с перемещением только одного переднего электрода, подключаемого к клемме М измерительного прибора. Второй электрод присоединяют к клемме N и оставляют неподвижным на одной точке.

Перемещая электрод последовательно по всем точкам наблюдений, измеряют каждый раз разность потенциалов между подвижным и неподвижным электродами. Если принять потенциал точки стояния неподвижного электрода за нуль, то измеряемые разности потенциалов будут соответствовать потенциалам точек наблюдений относительно точки стоянки электрода N (нулевой точки).

Монтажная схема установки для съемки этим способом показана на рис.40а. Потенциометр или автокомпенсатор устанавливают на все время измерений около нулевой точки и соединяют с неподвижным электродом N проводником а. Проводник б наматывается на неподвижную катушку K_N , расположенную на стойке у измерительного прибора (П), и имеет длину достаточную для того, чтобы с одной стоянки прибора произвести измерения на всем профиле. Катушка соединена с прибором проводником в.

При наличии легких проводников можно применять установку с подвижной катушкой K_P , которую располагают у электрода М. Катушку соединяют с электродом проводником г и переносят вместе с ним (рис.40б).

При съемке естественного поля способом градиентов наблюдения проводят по замкнутым ходам или контурам, привязанным к источникам с известным потенциалом. Протяженность контуров и ходов должна быть такой, чтобы съемка каждого из них заканчивалась в течение одного дня.

При работе способом градиентов разности потенциалов измеряют между каждой смежной парой точек профиля. Монтажная схема установки для этого способа показана на рис.40в. Прибор устанавливается у одного из электродов, а клемма М прибора соединяется с ближайшим электродом коротким проводником а длиной 1,5-2м. Второй электрод соединяется с клеммой N проводником б, длина которого определяется расстоянием между точками наблюдений. В процессе работы вся установка перемещается по профилю. В качестве примера съемки естественного поля способом градиентов приведена последовательность измерений на рис.41.

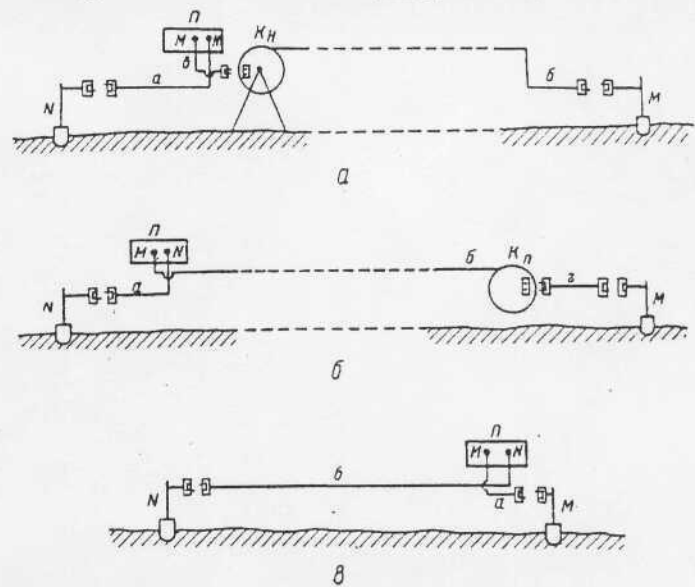


Рис.40. Монтажные схемы установок для исследования естественного поля.
а-способом потенциалов с неподвижной катушкой K_N ;
б-способом потенциалов с подвижной катушкой K_P ; в-способом градиентов

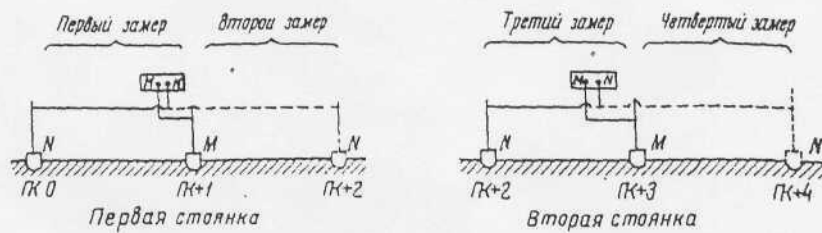


Рис.41. Последовательность измерений при съемке градиентов потенциала на первой и второй стоянках

После окончания замеров на профиле провод сматывают и на каждой пятой или десятой точке производят повторные замеры. Результаты основных и повторных измерений записывают в полевой журнал.

Помимо повторных измерений выполняются специальные контрольные наблюдения. Их количество в зависимости от характера полей и воспроизводимости результатов составляет от 5 до 30% от общего объема работ.

5.2.4.4. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Магнитотеллурические методы основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли. Основными среди этих методов являются магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), магнитотеллурическое профилирование (МТП) и метод теллурических токов (ТТ).

Магнитотеллурическое зондирование. Метод магнитотеллурического зондирования основан на регистрации на поверхности Земли горизонтальных компонент магнитотеллурического поля. Измерительная установка метода МТЗ состоит из пары взаимноперпендикулярных измерительных линий M_1N_1 и M_2N_2 , служащих для определения компонент электрического поля:

$$E_x = \frac{\Delta U_{M_1N_1}}{M_1N_1}; \quad E_y = \frac{\Delta U_{M_2N_2}}{M_2N_2};$$

и пары магнитометров, измеряющих горизонтальные компоненты магнитного поля H_x и H_y (рис.42).

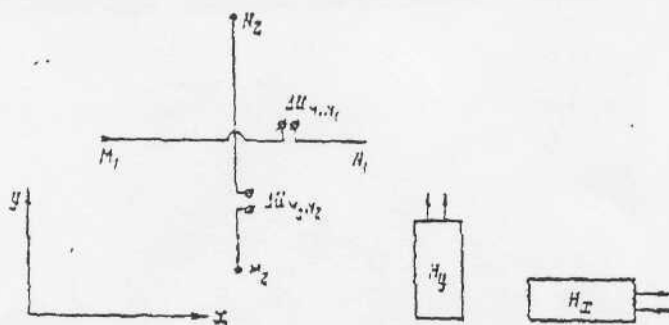


Рис.42. Схема измерений в методе МТЗ

Отношение взаимноперпендикулярных компонент электрического и магнитного полей, измеренных на поверхности Земли, носят название **волнового сопротивления** или **входного импеданса** разреза. Входной импеданс обозначается буквой Z и на поверхности горизонтально-слоистой среды

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{-E_y}{H_x}$$

В случае однородной среды по измеренному на поверхности Земли входному импедансу можно определить истинное удельное сопротивление ρ по формуле:

$$\rho = 0,2T|Z^2|$$

Если изучаемая среда неоднородна, величина ρ отражает некое фиктивное сопротивление, называемое, как и в других методах электроразведки, кажущимся удельным электрическим сопротивлением:

$$\rho_k = 0,2T|Z^2|$$

В МТЗ, как правило, изучают регулярные короткопериодные вариации, которые имеют правильную квазисинусоидальную форму и характеризуются периодами от долей секунд до десятка минут. Это позволяет определять импеданс Z и ρ_k для различных периодов вариаций. В то же время период вариаций определяет глубину проникновения магнитотеллурического поля в землю. Таким образом, кажущееся удельное электрическое сопротивление, определяемое по результатам регистрации магнитотеллурического поля в широком диапазоне периодов, отражает изменение геоэлектрических свойств по вертикали.

График зависимости ρ_k от \sqrt{T} , построенный на билогарифмическом бланке, носит название **полевой кривой МТЗ**. Полевые кривые МТЗ качественно отражают характер изменения электрических свойств разреза с глубиной.

Таким образом, МТЗ основано на тех же принципах частотного зондирования, которые реализованы в методе ЧЗ. Различие заключается лишь в том, что в ЧЗ используется искусственный источник поля, а в МТЗ - переменное электромагнитное поле естественного происхождения.

Магнитотеллурическое профилирование. Магнитотеллурическое профилирование (МТП) представляет собой модификацию МТЗ, в которой изучаются вариации магнитотеллурического поля в узком диапазоне периодов. Поскольку период вариаций поля определяет глубину его проникновения в землю, то при выполнении МТП мы исследуем изменения электрических свойств разреза по профилю или площади до некоторой постоянной глубины. Наиболее благоприятными разрезами для выполнения МТП являются разрезы, в которых высокоомный опорный горизонт перекрыт сравнительно хорошо проводящими отложениями. Такие разрезы типичны для платформенных областей, где роль опорного горизонта играет поверхность кристаллического фундамента, а проводящие слои представлены породами осадочного чехла. В этом случае суммарная продольная проводимость разреза обратно пропорциональна входному импедансу:

$$S = \frac{796}{|Z|}$$

здесь Z выражается в $\frac{\text{мВ}}{\text{кМ}} / \text{нТ}$, а S - в См.

Таким образом, появляется возможность по измерениям импеданса на каком-либо фиксированном периоде определять суммарную продольную проводимость S проводящей толщи разреза и строить графики и карты изменения S вдоль профиля или по площади.

Метод теллурических токов. Метод теллурических токов (ТТ) основан на измерении на поверхности Земли только электрических компонент магнитотеллурического поля. При этом наблюдения проводят одновременно на двух или нескольких точках - базисной (p) и полевой (q). По измерениям естественного переменного электрического поля в одной точке Земли мы не можем судить об электропроводности Земли, так как величина и интенсивность теллурического поля в данной точке определяются не только электрическими свойствами земных недр, но и интенсивностью и неоднородностью ионосферных токов, являющихся источником поля. В методе МТЗ мы избегаемся от этого влияния, нормируя электрическое поле на магнитное (вычисляя импеданс). В методе ТТ такую нормировку осуществляют путем деления средней напряженности электрического поля в полевой точке E_q на среднюю напряженность поля в базисной точке E_p . Получаемая при этом средняя относительная напряженность поля ТТ обозначается буквой K_p^q и называется **теллурупараметром** (параметром поля ТТ):

$$K_p^q = \frac{E_q}{E_p}$$

Параметр K_p^q уже не зависит от неоднородности магнитотеллурического поля и зависит только от геоэлектрических свойств разреза, в частности для разрезов, содержащих высокоомный опорный электрический горизонт, величина K_p^q пропорциональна суммарной продольной проводимости надопорной толщи.

5.3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Существующие приемы и методы интерпретации данных электроразведки можно разделить на две большие группы: качественную и количественную интерпретацию.

Качественные методы предназначены для определения общих закономерностей геологического строения исследуемого района, оценки вероятных зон обнаружения тех или иных геологических структур. Эти методы основаны на связи между особенностями строения геоэлектрического разреза и характерными параметрами электроразведочных кривых. Обычно результатами качественной интерпретации являются различные карты и графики, подчеркивающие те или иные свойства кривых электромагнитного зондирования и данных электропрофилеирования.

Количественные методы интерпретации данных электроразведки заключаются в непосредственном определении удельных электрических сопротивлений и мощностей слоев, слагающих геологический разрез. Количественная интерпретация завершается, как правило, построением геоэлектрических разрезов, на которых показано распределение электрических сопротивлений различных слоев земли и границы этих слоев.

Результаты съемки естественных полей изображаются в виде графиков потенциала, карт эквипотенциальных линий и карт графиков потенциала.

Для построения карт эквипотенциальных линий естественного поля на план наносят точки наблюдения, выписывают около них значения потенциалов и в полученном поле чисел проводят эквипотенциальные линии. Сечение эквипотенциальных линий зависит от интенсивности наблюдаемого поля. Желательно, чтобы изолинии наиболее четко изображали особенности распределения потенциалов на участке съемки.

Для построения графика потенциалов на ось абсцисс наносят точки наблюдения, а по оси ординат откладывают значение потенциала в соответствующих точках. Горизонтальный масштаб должен соответствовать масштабу отчетной карты, а вертикальный - обеспечивать возможность четкого анализа графика.

График строится в виде ломанной линии. Под графиком вычерчивается рельеф дневной поверхности, геологический разрез и изображаются данные последующей интерпретации геофизических наблюдений.

Для удобства сопоставления данных по отдельным профилям составляют карту графиков. С этой целью на план наносятся все профили и по каждому из них на плане строится график потенциала. Линии профилей на плане служат осями абсцисс графиков.

На рис.43 представлена карта эквипотенциальных линий, полученная на сульфидном месторождении, а на рис.44 графики потенциала над полиметаллической жилой.

В качестве примера изучения естественного поля фильтрационного происхождения показан график потенциала над карстовой полостью, через которую происходит питание водами аллювиальных отложений (рис.45).

Завершающим этапом изучения естественного поля является истолкование полученных карт и графиков потенциала.

Области минимальных значений потенциала на картах эквипотенциальных линий и картах графиков потенциала позволяют приблизительно установить местоположение искомого объекта. Отсутствие на карте изолиний областей максимальных значений потенциала, располо-

женной в непосредственной близости от областей минимумов потенциала, указывает на вертикальную поляризацию тела.

Конфигурация изолиний потенциала позволяет составить представление об очертаниях тела. В этом случае, если аномалии слабо вытянуты, тело в плане представляет собой более или менее изометрическую залежь, и центр замкнутых изолиний указывает положение эпицентра последней. При сильно вытянутых аномалиях ось зоны минимума потенциала определит положение оси тела.

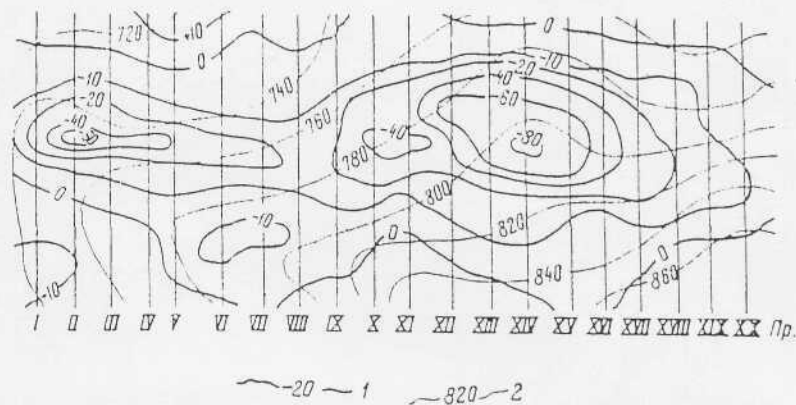


Рис.43. Карта эквипотенциальных линий естественного поля одного из полиметаллических месторождений.

1-изолинии естественного поля; 2-горизонтал

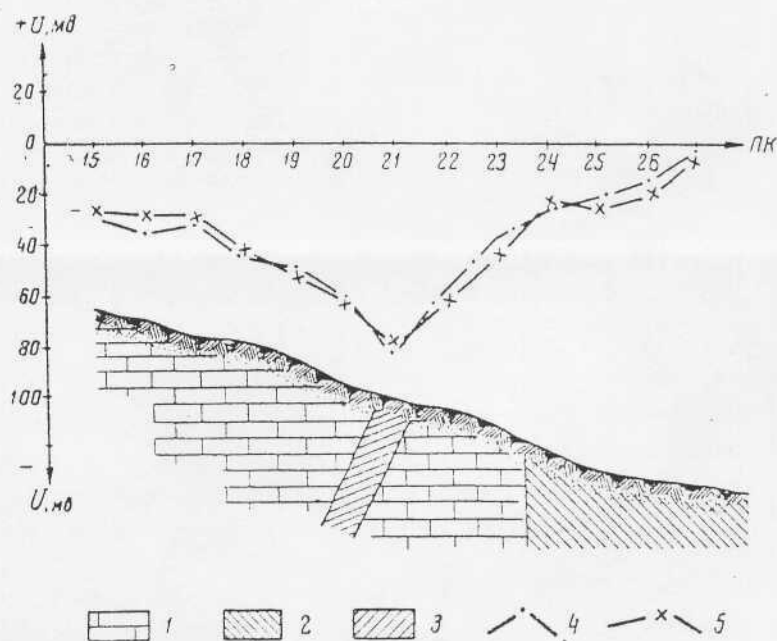


Рис.44. Графики потенциала естественного поля над полиметаллической жилой.
1-известняки; 2-сланцы; 3-полиметаллическая жила; 4-график, полученный в июле;
5-график, полученный в конце августа

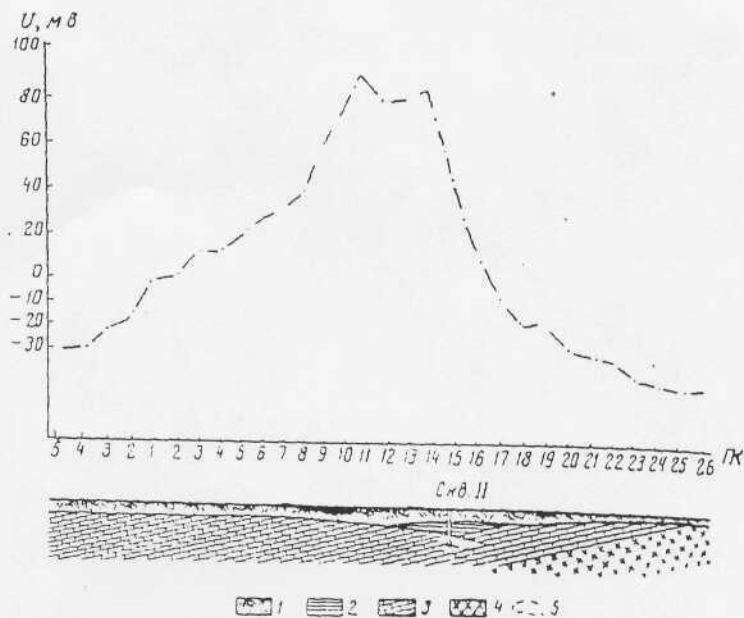


Рис.45. График потенциала естественного поля над выходом источника под наносы (по Н. Северьяновой).

1-аллювий Q₂; 2-древний аллювий Q₁; 3-известняки С₁; 4-туфы изверженных пород; 5-карстовая полость

Если искомый объект поляризован наклонно, то на карте эквипотенциальных линий к области минимальных потенциалов должна прилегать область повышенных значений потенциала, а графики потенциала по профилям будут асимметричными.

При количественной интерпретации результатов съемки вытянутые объекты в зависимости от геологических предпосылок можно уподоблять цилиндру (если это штокообразная залежь) или пласту (если это жильная залежь). Вполне очевидно, что протяженность такого тела в горизонтальном направлении будет заведомо меньше длины аномальной зоны.

Основным результатом работ методами электрического или электромагнитного зондирования являются, как отмечалось выше, полевые кривые ВЭЗ, ДЭЗ, ЧЗ, ЗС, МТЗ. Хотя эти кривые в каждом методе имеют свои особенности, принципы их интерпретации одинаковы. Приведем типичные приемы количественной интерпретации полевых кривых.

Определение обобщенных параметров геоэлектрического разреза по асимптотам полевых кривых. Основным обобщенным параметром геоэлектрического разреза является его суммарная продольная проводимость S (если в основании изучаемого разреза залегает пласт-изолятор). В качестве примера опишем основные способы определения параметра S.

Из теории электроразведки на постоянном токе (ВЭЗ и ДЭЗ) следует, что когда в основании разреза залегает пласт-изолятор правая ветвь полевых кривых асимптотически сливается с прямой, нанесенной к оси абсцисс под углом 45° (в методе ДЭЗ это верно для экваториальных измерительных установок, в которых оси диполей АВ и МN перпендикулярны к линии, соединяющей их центры). В этом случае абсцисса точки пересечения наклонной асимптоты с линией $\rho_K = 1$ численно равна значению S в См (рис.46а).

Полевые кривые ЧЗ, ЗСД, и МТЗ в аналогичной ситуации имеют правую наклонную асимптоту под углом 63°25'. Если обозначить через $\sqrt{T_S}$ абсциссу точки пересечения этой асимптоты с линией $\rho_K = 1$ в методах ЧЗ и МТЗ (рис.46б) и через $\sqrt{2\pi t_S}$ - абсциссу ее точки пересечения с линией $\rho_K = 1$ в методе ЗСД (рис. 46в), то величины S (в См) определяются следующими формулами:

$$\text{для ЧЗ } S = 503 \sqrt{T_S};$$

$$\text{для МТЗ } S = 356 \sqrt{T_S};$$

$$\text{для ЗСД } S = 503 \sqrt{2\pi t_S},$$

где T_S и t_S выражены в с.

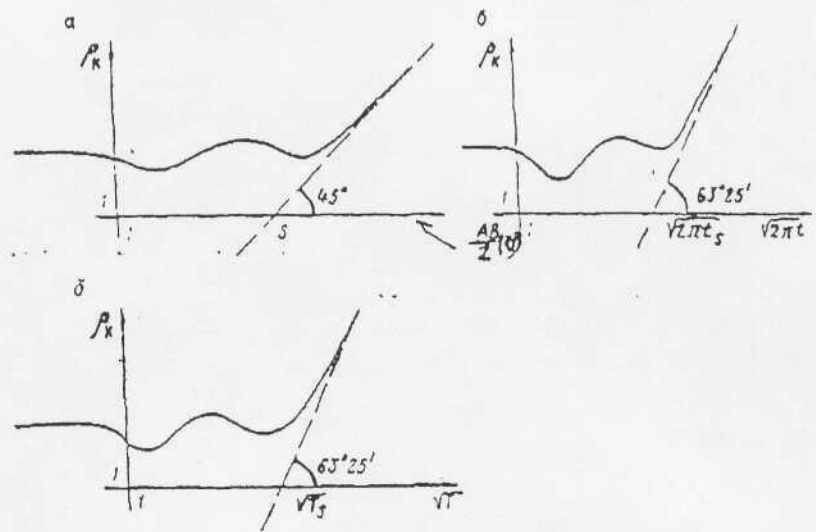


Рис.46. Определение суммарной продольной проводимости S разреза по асимптотам полевых кривых.
а-ВЭЗ и ДЗ; б-ЧЗ и МТЗ; в-ЗСД

Значения S , определенные указанными выше способами, используют для построения графиков и карт S , отражающих изменение суммарной мощности H надпорной толщи в пределах площади исследований.

Интерпретация полевых кривых электрического и электромагнитного зондирования с помощью теоретических кривых (палеток). Этот метод является одним из основных при количественной интерпретации и по существу он представляет собой одну из разновидностей метода подбора. Метод заключается в сравнении полевых кривых зондирования с теоретическими кривыми, рассчитанными по специальным формулам для различных наборов моделей геоэлектрического разреза. Задача заключается в том, чтобы подобрать такие параметры разреза (число слоев N , их мощности h_i), чтобы теоретические кривые зондирования, рассчитанные для этих параметров, лучше всего совпадали с полевыми. Для удобства решения задачи созданы альбомы теоретических кривых (палетки), содержащие множество кривых, отвечающих различным модельным разрезам. Геофизик-интерпретатор сравнивает полевые кривые с теоретическими из набора палеток и находит такую теоретическую кривую, которая ближе всего совпадает с наблюдаемой кривой зондирования. Параметры разреза, для которых рассчитана эта теоретическая кривая, как раз и определяют искомые параметры геологического разреза под точкой зондирования.

Интерпретация с помощью ЭВМ. Применение ЭВМ позволяет автоматизировать процесс подбора параметров геоэлектрического разреза, лучше всего отвечающих наблюдаемым полевым кривым. При этом ЭВМ непосредственно рассчитывает все необходимые по ходу подбора теоретические кривые по специальным программам. Обозначим через $\rho_K^{(T)}$ какую-либо теоретическую кривую, отвечающую N -слойному разрезу с толщинами $h_1; h_2; \dots; h_{N-1}; h_N = \infty$ и удельными электрическими сопротивлениями $\rho_1; \rho_2; \dots; \rho_N$. Обозначим также через ρ_K полевую кривую, которую необходимо проинтерпретировать. Пусть далее ρ_{K_m} обозначает величину ρ_K на m -м значении $AB/2$ - в методе ВЭЗ, или t - в методе ЗСД, а $\rho_{K_m}^{(T)}$ - соответствующее значение ρ_K теоретической кривой в m -ой отсчетной точке. Тогда задача подбора искомых параметров разреза может быть сведена к минимизации (по параметрам $\rho_1; h_1; \rho_2; h_2; \dots;$

ρ_N подбираемого разреза) функции Φ , равной сумме квадратов разностей ρ_{K_m} и $\rho_{K_m}^{(T)}$:

$$\Phi(h_1; \rho_2; h_2; \dots; \rho_N) = \sum_{m=1}^M (\rho_{K_m} - \rho_{R_m}^{(T)})^2 = \min,$$

где M - общее число отсчетных точек.

ЭВМ автоматически находит такие значения параметров $h_1; \rho_2; h_2; \dots; \rho_N$, которые образуют в минимуме функцию Φ . Эти значения и являются результатом решения задачи интерпретации полевой кривой.

Методы магнитотеллурического профилирования и теллурических токов позволяют прежде всего определять суммарную продольную проводимость S разреза. Значения S используются для построения графиков и карт, отражающих изменение суммарной мощности H надпорной толщи в пределах изучаемой площади. Эти карты применяются как на этапе качественной интерпретации электроразведочных данных, так и при количественном истолковании.

Предположим, что продольное удельное электрическое сопротивление ρ_l надпорной толщи постоянно или мало меняется по площади. Тогда, зная величину ρ_l хотя бы в одной точке площади, можно по формуле

$$H = \rho_l \cdot S,$$

определить H по всей территории.

Для определения ρ_l следует воспользоваться дополнительной геолого-геофизической информацией, например, результатами бурения. Пусть по данным бурения в одной точке известна глубина H_0 опорного электрического горизонта. Обозначим через S_0 суммарную продольную проводимость в этой же точке, тогда

$$\rho_l = H_0 / S_0.$$

Из этой формулы глубина залегания опорного горизонта будет равна:

$$H = \frac{H_0}{S_0} \cdot S.$$

Данное выражение позволяет непосредственно перестраивать карты S в карты H .

Указанный метод определения глубины залегания опорного электрического горизонта получил название метода S . Опорным геоэлектрическим горизонтом чаще всего служит кристаллический фундамент или высокоомные отложения, непосредственно залегающие на фундаменте, а также промежуточные отложения высокого сопротивления.

5.4. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

В настоящее время методы электроразведки применяют для решения широкого круга геологических задач, основными из которых являются следующие:

При региональных исследованиях:

- 1) определение глубины залегания слоев повышенной проводимости в нижней части земной коры и в верхней мантии;
- 2) определение глубины залегания поверхности фундамента;
- 3) изучение регионального строения поверхности фундамента;
- 4) изучение разломов в фундаменте и осадочном чехле;
- 5) расчленение осадочного чехла - изучение поверхностей высокоомных и низкоомных промежуточных горизонтов;
- 6) прослеживание зон выклинивания литологических комплексов.

При полудетальных и детальных исследованиях:

- 1) детальное изучение рельефа поверхности фундамента;
- 2) выделение и прогнозирование локальных структур в осадочном чехле, в том числе перспективных на нефть и газ;
- 3) поиски подсольевых локальных структур в складчатых областях;
- 4) картирование надвигов и поднадвиговых структур;
- 5) прогнозирование неантиклинальных месторождений нефти и газа типа рифов, литологически-, стратиграфически- и тектонически-экранированных ловушек;
- 6) при прямых поисках нефти и газа;

7) при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях.

Перечисленные геологические задачи решаются либо отдельными электроразведочными методами, либо их комплексом. В настоящее время наиболее крупные площадные электроразведочные работы выполнены на Русской платформе, в западной Сибири, на Восточно-Сибирской платформе, на Сахалине и Камчатке, в Прикаспийской впадине, Предуральском прогибе.

6. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Сейсмичность Земли неразрывно связана с изучением землетрясений и связанных с ними явлений. Землетрясения - специфические колебательные движения земной коры небольшой длительности, вызванные высвобождением значительного количества потенциальной энергии земных недр в некотором объеме внутри Земли. Как правило, при этом в некоторой области в теле Земли происходят разрушения и другие необратимые деформации горных пород. Эта область называется очагом землетрясения, а ее центр - гипоцентром землетрясения. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется эпицентром, а проекция очага - эпицентральной областью.

Вне очага землетрясения деформации носят упругий характер и распространяются от него по законам распространения упругих сейсмических волн. К ним применяются понятия фронта и луча. Фронт сейсмической волны - поверхность, разделяющая в определенный момент времени область возмущения от области покоя. Сейсмический луч - линия, нормальная к фронту волны, вдоль луча происходит перенос сейсмической энергии.

Расстояние до данной точки от эпицентра, измеряемое в линейной мере (Δ) или соответствующим центральным углом (ψ), называется эпицентральной расстоянием.

На рис.47 точка G-гипоцентр, E-эпицентр, AA-поверхность Земли, O-центр Земли, M-точка с эпицентральной расстоянием Δ или ψ , m-последовательные положения волнового фронта, l-сейсмические лучи.

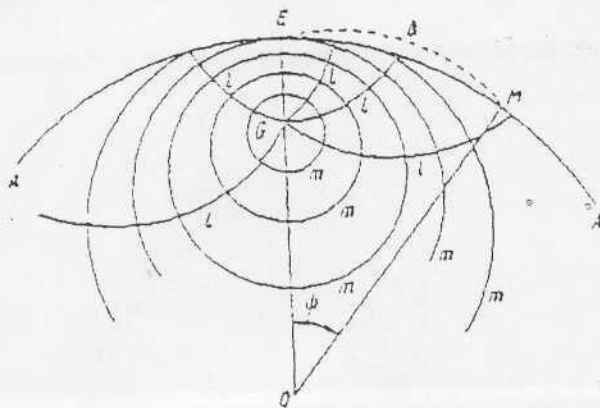


Рис.47. Элементы землетрясения

Поверхность, во всех точках которой плотность потока сейсмической энергии одинакова, называется изостатической. Пересечения изостатических поверхностей с поверхностью Земли образуют линии, называемые изосейстами.

Для однородной изотропной Земли при значительном удалении от очага изостатические поверхности будут сферами, а изосейсты - окружностями.

При удалении от очага землетрясения сейсмическая энергия распределяется на все большую поверхность. Это ведет к уменьшению плотности потока сейсмической энергии с увеличением расстояния от гипоцентра. Это явление называется геометрическим расхождением. Для однородного изотропного полупространства при расстояниях, значительно превосходящих размеры очага, уменьшение плотности потока сейсмической энергии происходит обратно пропорционально квадрату расстояния. Фактически из-за неоднородности земли спад энергии происходит гораздо сложнее.

Изучение землетрясений показало, что они связаны с накоплением напряжений в тектонически активных участках земной коры. Такого рода землетрясения, связанные с образованием разрывных нарушений, называются тектоническими. К ним относятся подавляющее большинство землетрясений, в том числе все катастрофические.

Причиной землетрясений могут служить также вулканические процессы. Такие землетрясения называются вулканическими, они сравнительно редки, слабы и носят локальный характер.

Денудационные, главным образом, карстовые процессы являются причинами иногда очень обширных провалов. При этом наблюдаются так называемые обвальные землетрясения. Они редки и обычно очень слабы.

Наконец, под земной корой на глубинах примерно от 50 до 700 километров возникают землетрясения, причины которых мало изучены. Такие землетрясения называются глубокими, плутоническими, или глубокофокусными. Они бывают очень сильны, но из-за большого удаления очага от поверхности Земли редко сопровождаются разрушениями.

По глубине очага землетрясения принято разделять на: обыкновенные с глубиной очага <70км; промежуточные с глубиной очага от 70 до 300км и глубокие с очагом на глубине от 300 до 700км.

Для классификации землетрясений по силе разработан ряд эмпирических шкал балльности. Эти шкалы основаны на оценке воздействия землетрясения на различные объекты.

В некоторых районах мира землетрясения могут быть вызваны заполнением больших водохранилищ. Один из первых таких случаев произошел, когда было завершено строительство плотины Гувер на реке Колорадо и началось заполнение водохранилища Лейк-Мид (США). В районе вокруг Лейк-Мида сейсмическая активность до возведения плотины отсутствовала. После начала заполнения резервуара в 1935г. стали возникать землетрясения. Максимальный уровень воды в озере был достигнут в 1941г. и с той поры продолжается сейсмическая активность, время от времени проявляющаяся ощутимыми толчками.

Самое сильное землетрясение, вызванное заполнением водохранилища, произошло у плотины Койна недалеко от Бомбея (Индия) в 1967году. Подобные события происходили в Китае (плотина Синьфын), во Франции (плотина Монтэнар), на границе Зимбабве и Южно-Африканской республики (плотина Карива), в Греции (плотина Кремаста), в Египте (высотная Асуанская плотина) и в некоторых других местах. Воздействие водохранилища на земную толщу осуществляется за счет веса воды на подстилающие горные породы, повышения давления поровой воды в породах, где вода уже присутствовала до заполнения водохранилища и просачивание воды из водохранилища в нижележащие породы.

Сейсмическая активность может быть вызвана и чрезмерно быстрым осушением водохранилища. Так, сейсмическая активность в районе Нурекского водохранилища (Таджикистан) возбуждается сразу же после того, как уровень воды понижается всего на 3метра.

Землетрясения могут возникать за счет закачки воды в скважины. Считается, что уровень сейсмической активности соответствует количеству нагнетаемой жидкости. Причиной возникновения землетрясений в этом случае является резкое изменение порового давления воды в породах.

Выше описанные землетрясения называются техногенными.

6.1. ЭНЕРГИЯ И МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Энергия землетрясений является их существенной характеристикой. Изучение сейсмической энергии Земли так же важно, как и изучение тепловых потоков. Изучение сейсмической энергии, ее распределения во времени и пространстве дают нам новые сведения о глубинах тектонических процессах.

В настоящее время для сравнения землетрясений по их силе наибольшим распространением пользуется шкала магнитуд, предложенная Ч. Рихтером и Б. Гутенбергом и усовершенствованная рядом авторов (Соловьев и Шебалин, 1957; Соловьев, 1961; Ванек и др., 1962). Хотя эта шкала и не является непосредственно энергетической, тем не менее ее связь с энергией землетрясений устанавливалась рядом исследователей, что позволяет пользоваться ею как первым приближением при оценке энергии.

Из-за того, что амплитуды сейсмических волн убывают с расстоянием, необходимо выбрать для измерений какое-то стандартное расстояние. Рихтер выбрал расстояние 100км от эпицентра. Конечно, не обязательно каждый раз иметь приборы в точности на расстоянии 100км от эпицентра: просто можно вводить поправки для приведения результатов измерений, полученных на других расстояниях.

Другая трудность связана с использованием большого числа различных типов сейсмографов, поэтому требуется также ввести соответствующую поправку для приведения амплитуды к стандартной. Сумма вводимых таким образом поправок называется эмпирической калибровочной функцией - $f(\Delta)$, а магнитуда рассчитывается по формуле:

$$M = \lg \frac{A}{T} + f(\Delta),$$

где A - амплитуда записи на сейсмограмме произошедшего смещения почвы в мкм в поверхностных волнах с периодом $T=20$ сек.

В упрощенном виде процедура расчета показана на рис.48, построенной для некоторой сейсмической записи. Для других станций нужны другие графики, так как поправки для разных мест различны. Представим себе, что какое-то землетрясение записано на сейсмограмме с максимальной амплитудой 20мм (20000мкм), измеренной там, как это показано в верхней части рисунка. Допустим, землетрясение произошло в 300км от нашей сеймостанции. Эти две точки необходимо отыскать на левой и правой шкалах и соединить их прямой линией. Там, где прямая пересечет среднюю шкалу, мы прочтем значение магнитуды Рихтера.

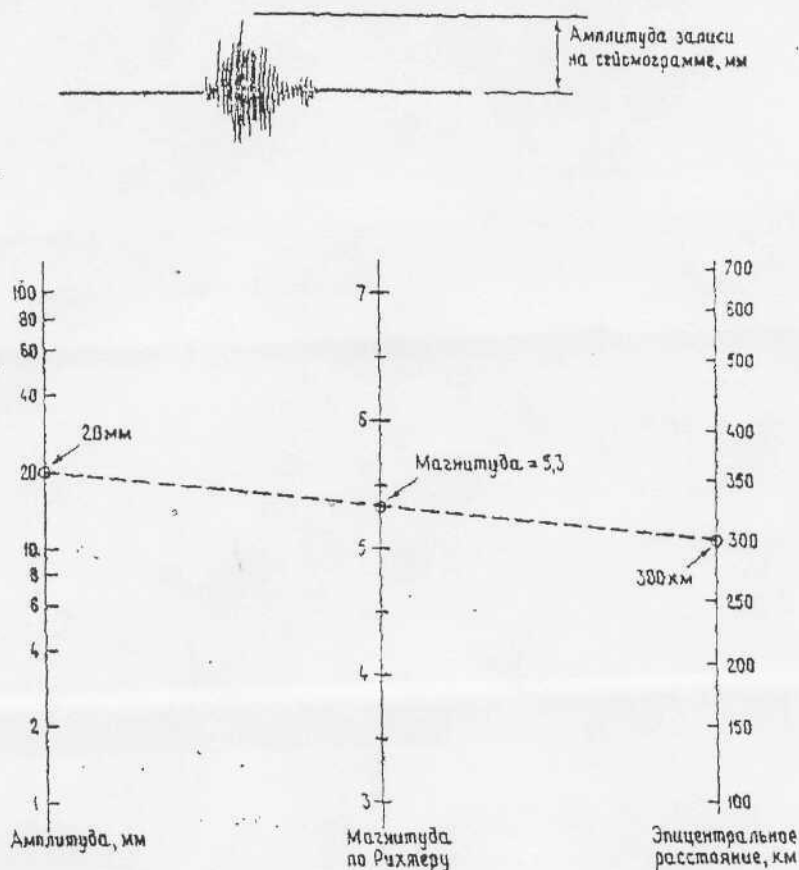


Рис.48. Номограмма для определения магнитуды Рихтера

Глубокие землетрясения не возбуждают поверхностных волн. Это обстоятельство заставило Б. Гутенберга ввести определение магнитуды по объемным волнам (m):

$$m = \lg \frac{A}{T} + f(\Delta),$$

где T период объемной волны, равный 1сек. Между обеими магнитудами существует линейная связь:

$$m = 2.5 + 0.63M.$$

Поскольку шкала магнитуд логарифмическая, увеличение магнитуды на единицу означает десятикратное возрастание амплитуды колебаний в волне (или смещение грунта). Амплитуды сейсмических волн у землетрясения с магнитудой 6.0 в 10 раз больше, чем у землетрясения с магнитудой 5.0, в 100 раз больше, чем у землетрясения с магнитудой 4.0 и в 1000 раз больше, чем у землетрясения с магнитудой 3.0. Нулевая магнитуда не означает, что землетрясе-

ния нет; поскольку нуль - это логарифм единицы, такое землетрясение записывается стандартным сейсмографом на расстоянии 100 км с амплитудой 1 мкм (0.001 мм).

Магнитуда Рихтера тесно связана с энергией, высвобождающейся при землетрясении. Необходимо отметить, что лишь часть высвобождающейся энергии излучается в форме сейсмических волн. Но поскольку именно эти волны порождают ощущаемое нами движение грунта, вызывающее повреждение зданий и сооружений, мы рассматриваем излученную энергию как сейсмическую энергию землетрясения.

Пытаясь оценить количество энергии, выделяющейся при землетрясениях, сейсмологи провели много исследований. В лучшем случае были получены эмпирические и довольно приблизительные оценки типа

$$\lg E = P + QM,$$

которые имеют региональное или общее для Земли значение. Здесь приведены только некоторые из них:

$$\lg E = 11 + 1.6M \text{ (Гутенберг, Рихтер).}$$

По другим данным:

$$\lg E = 9.9 + 1.9M - 0.024M^2, \lg E = 10 + 17M \text{ (Соловьев).}$$

Здесь слева стоит десятичный логарифм от сейсмической энергии E , выраженный в эргах, а M - магнитуда Рихтера. В современной метрической системе СИ единицей измерения энергии является джоуль, равный 10^7 эрг.

Анализ выражения для расчета сейсмической энергии землетрясений прежде всего показывает на ее быстрое возрастание с ростом магнитуды (таблица 12).

Таблица 1

Сейсмическая энергия землетрясений

Магнитуда по Рихтеру	Возрастание энергии на 1 единицу магнитуды	Энергия по отношению к энергии землетрясения с $M=4.0$
4.0		1
5.0	в 48 раз	48
6.0	в 43 раза	2100
7.0	в 39 раз	80500
8.0	в 35 раз	2800000

Еще одно сопоставление энергий приводится на рис. 49. По вертикальной оси отложена энергия в эргах, по горизонтальной - магнитуда по Рихтеру. Вновь мы видим огромное возрастание энергии с ростом магнитуды.

Сотни лет назад люди пытались оценить величину землетрясения по размерам причиненного им ущерба. Такой подход является естественным, но вместе с тем может привести к заблуждениям. Ведь объем разрушений очень сильно зависит от эпицентрального расстояния, от качества построек, свойств грунта.

Степень нанесенного землетрясением ущерба, выраженного в балах по специальной шкале определяет интенсивность землетрясения.

Несмотря на большую историю развития сейсмических шкал, насчитывающую несколько столетий, до сего времени нет общепризнанной международной шкалы землетрясений, которая бы использовалась всеми странами.

Десятибальные шкалы были предложены Росси-Форедем (1883 г.), а затем Б.Б. Голицыным (1911 г.). Шкала Росси-Фореда получила распространение во многих странах Европы, но в 1917 г. на смену ей пришла принятая Международной сейсмической ассоциацией двенадцатибальная шкала Меркалли-Канкани-Зибберга (МКЗ), которой и сейчас пользуются в ряде европейских стран. В США применяют двенадцатибальную модифицированную шкалу Меркалли (ММ). В России действует двенадцатибальная шкала MSK (1964 г.), разработанная С.В. Медведевым (СССР), В. Шпонхоером (ГДР) и В. Карником (ЧССР).

Для оценки интенсивности землетрясений в балах и приближенного ее сравнения по шкалам различных стран могут быть использованы схематизированные данные таблицы 13, где в первой графе приведены приближенные данные по сейсмической энергии землетрясений - E , Дж, во второй - значение магнитуды M по Рихтеру.

Как показывают данные таблицы, землетрясение силой 6 баллов и менее не вызывают опасных повреждений хорошо построенных зданий.

Любая из действующих сейсмических шкал в той или иной степени допускает субъективизм в оценке интенсивности землетрясения. Это вызвано прежде всего различным качеством построенных зданий и сооружений. Существующие сейсмические шкалы не оценивают также воздействие землетрясений на здания специальной антисейсмической постройки.

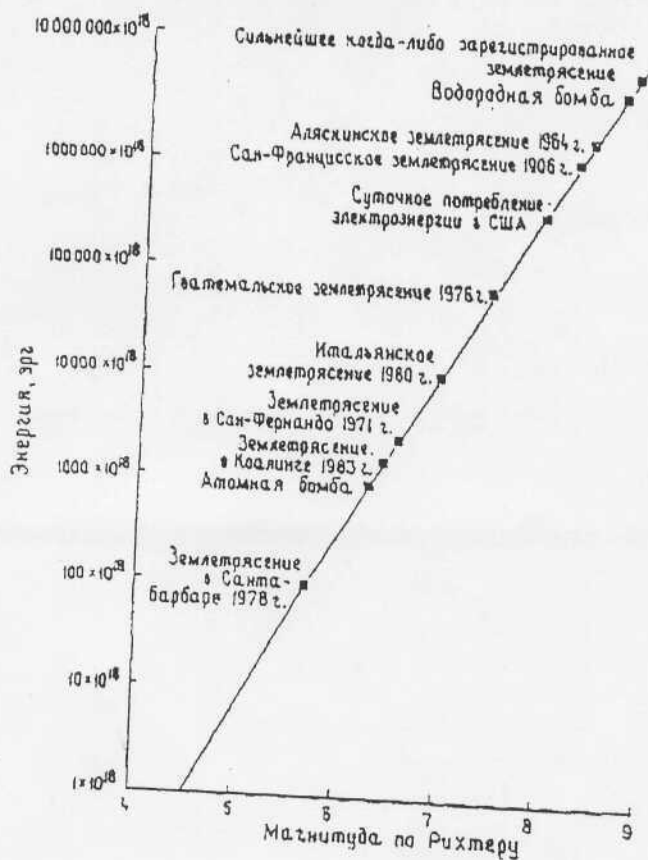


Рис.49. Соотношение между сейсмической энергией и магнитудой Рихтера

Оценка интенсивности землетрясения

Таблица 13

Энергия E, Дж	Магнитуда по Рихтеру, M	Основные признаки землетрясения	Шкала бальности			
			СССР (ГОСТ 6249-52) Международная (MSK-64)	Европейская (МКЗ, 1917) Американская (ММ, 1931)	Японская (1950)	Российская (1983) Б.Б.Голлицына (1911)
$10^{17} - 10^{18}$	1,6-2,2	Регистрируется только сейсмическими приборами	1	1	1	1

10^7-10^8	2,2-2,8	Ощущается отдельными людьми, находящимися в состоянии полного покоя	2	II		II
10^8-10^9	2,8-3,4	Ощущается лишь небольшой частью населения	3	III		III
10^9-10^{10}	3,4-4,0	Ощущается многими, заметные колебания всяких предметов, дребезжание посуды и оконных стекол	4	IV	2	IV
$10^{10}-10^{11}$	4,0-4,6	Ощущается практически всеми, спящие пробуждаются, общее сотрясение зданий, колебание мебели, трещины в штукатурке и оконных стеклах	5	V	3	V-VI
$10^{11}-10^{12}$	4,6-5,2	Общий испуг, многие выбегают из зданий, откальиваются куски штукатурки, легкое повреждение зданий	6	VI	4	VII
$10^{12}-10^{13}$	5,2-5,8	Паника, все выбегают из зданий, на улице теряют равновесие, трещины в стенах каменных домов и повреждение зданий, отдельные лица получают ранения	7	VII	4	VIII
$10^{13}-10^{14}$	5,8-6,4	Сквозные трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины на почве, много раненых, отдельные жертвы	8	VIII	5	IX
$10^{14}-10^{15}$	6,4-7,0	Сильное подтверждение каменных домов, отдельные здания разрушаются до основания, число жертв возрастает	9	IX	6	X
$10^{15}-10^{16}$	7,0-7,6	Крупные трещины в почве, оползни и обвалы, искривление рельсов, разрушение каменных построек, в населенных пунктах много убитых и раненых	10	X		
$10^{16}-10^{17}$	7,6-8,2	Многочисленные оползни и обвалы, широкие трещины в земле, каменные здания совершенно разрушаются, многочисленные жертвы	11	XI	7	

$10^{17}-10^{18}$	8,2-8,8	Катастрофические разрушения и жертвы, ни одно сооружение не выдерживает, изменения в почве достигают огромных размеров, наводнения, отклонение течения рек, крупные нарушения рельефа	12	XII		
-------------------	---------	---	----	-----	--	--

Обследование последствий большого количества землетрясений позволило Риду разработать теорию упругой отдачи. Суть теории заключается в следующем. Пусть на рис.50 AA - линия разграничения блоков коры I и II. В силу тектонических процессов эти блоки начали смещаться в направлении, указанном стрелками. Пусть BB - прямая, проведенная в момент начала движения. Так как между блоками имеется смещение, то в процессе их перемещения в пограничной зоне возникают деформации сдвига, которые характеризуются деформацией линии BB в B' o B'. Деформации приведут к возникновению скальвающих напряжений -V, убывающих по мере удаления от AA. Когда напряжения достигнут предела прочности пород на скальвание, произойдет нарушение сплошности (разрыв), и пограничные части блоков распрямятся, так что OB займет положение B' b'. Так как не вся деформация была упругой, то распрямление будет не сколько неполным. Если BOB пря мая в крест разрыва, проведенная к моменту землетрясения, что после скачка она займет положение b'B. Сплошная линия b'B и покажет величину смещения в процессе землетрясения

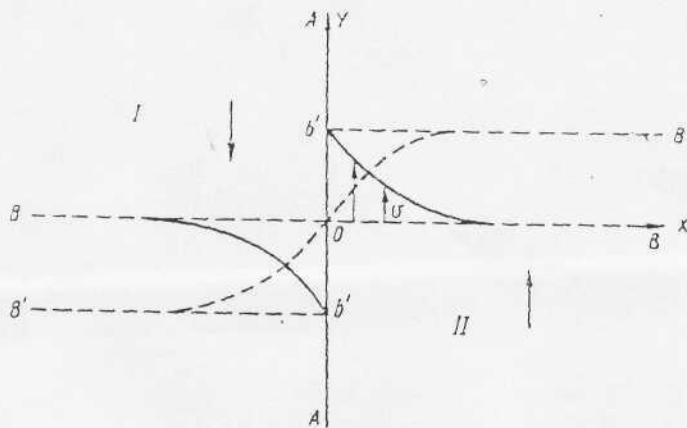


Рис.50. Схема возникновения землетрясения

6.3.1. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ

При решении многих задач распространения сейсмических волн землю можно считать изотропной, т.е. упругие свойства по различным направлениям одинаковыми. Кроме того, сейсмические волны обладают достаточно большой длиной, и различия физических свойств, обнаруживаемых отдельными участками горных пород в различных направлениях, часто-могут не приниматься во внимание.

В изотропной твердой породе, через которую распространяются упругие деформации от источника сейсмических колебаний, возможны два вида сопротивления внешним механическим воздействиям: сопротивление изменению объема (размеров) элементов среды и сопротивление сдвигам. Смещения точек, вызываемые изменением объема элемента среды, распространяясь, образуют продольную (P) волну (рис.51a). Это последовательно распространяющиеся деформации сжатия-растяжения. Продольные волны наиболее быстро распространяются и первыми приходят в пункт регистрации на поверхности Земли. Колебания частиц в волне совпадают с направлением распространения волны. Продольные волны распространяются во всех средах: твердых телах, жидкостях и в воздухе.

Геологическая среда может рассматриваться как упругая среда, в которой могут возникать и распространяться упругие волны различных типов. Упругим называют такое тело, которое изменяет свой объем и форму (деформируется), если к нему прилагается сила и возвращается в исходное состояние после прекращения действия силы. Изменение размеров или формы упругого тела, возникающее под действием приложенных сил, называют деформациями. Под действием сил могут возникать деформации (искажение) объема и формы (сдвига). С каждым из этих двух видов деформаций связан особый тип возбужденной упругой волны, распространяющейся с определенной скоростью: продольная волна и поперечная волна (рис.51б).

При малых деформациях выполняется основное условие классической теории упругости – пропорциональность между силами, действующими на тело, и производимыми ими деформациями. В деформированном теле возникают силы противодействия внешним силам – упругие напряжения. Связь между деформациями и напряжениями определяется законом Гука, по которому возникающее напряжение прямо пропорционально величине деформации.

Обе эти волны относятся к объемным, распространяясь в упругой Земле подобно световым лучам в оптических средах, т.е. претерпевают отражение и преломление на границах слоев земной коры и более глубоких слоев.

Скорости объемных волн выражаются через модули упругости (E – модуль сжатия и μ – модуль сдвига) и плотность σ среды в данной точке:

$$V_p = \sqrt{\frac{E + \frac{4}{3}\mu}{\sigma}} \text{ для продольных волн,}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}} \text{ для поперечных волн.}$$

Эти соотношения показывают как зависят скорости волн от упругих констант. Следует сказать, что влияние плотности не всегда очевидно. Например, высокие скорости характерны для каменной соли, хотя плотность ее часто ниже, чем других осадочных пород (см. таблицу №14).

Таблица №14

Порода	Скорость продольных волн, км/с	Скорость поперечных волн, км/с
Воздух	0.33	-
Вода	1.45-1.59	-
Песок	0.20-1.80	0.10-0.50
Глина	1.20-2.50	0.10-0.80
Песчаник	1.80-4.00	0.70-2.10
Известняк, доломит	2.50-6.00	1.20-3.50
Каменная соль	3.40-4.80	1.70-2.20
Гранит	4.00-5.70	1.80-3.50
Метаморфические породы	4.50-6.80	2.40-3.80

Поскольку жидкости обладают нулевым сопротивлением к сдвигу ($\mu=0$), в них не возникают поперечные волны. Именно по этому признаку предполагается, что внутреннее ядро нашей планеты находится в жидком состоянии – там не регистрируются поперечные волны.

Смещения точек, вызываемые только поворотами элементов среды (сдвиговыми деформациями), распространяясь, образуют поперечную (S) волну (рис.51б). Колебания частиц в волне перпендикулярны направлению ее распространения. Эти волны имеют лишь форму элемента среды, не изменяя ее объема. Волны S имеют меньшую в $\sqrt{3}$ раз, чем P-волны, скорость (средняя скорость около 5 км/с), и поэтому приходят к пункту регистрации вторыми.

Поперечные волны не распространяются в жидкостях и газах, поскольку последние обладают незначительным внутренним трением, и деформации сдвига в них практически отсутствуют.

При подходе продольных и поперечных волн к поверхности Земли возникают поверхностные или L-волны. Эти волны вызывают наибольшие по величине смещения, но не создают больших ускорений. Они имеют большие периоды (от 10 до 400с) и распространяются в основном по поверхности земли. Различают два типа L-волн: волны Релея (L_R) (рис.51в) волны Лява (L_Q) (рис.51г). Волна Релея хоть и носит самостоятельный характер, но не является собственно новой волной, а лишь суперпозицией колебаний тех же продольных и поперечных

волн. Она распространяется вдоль свободной поверхности, совершая одновременно деформации объема и сдвига, при этом частицы движутся до глубины примерно равной длине волны по эллиптическим траекториям в вертикальной плоскости по ходу луча. Амплитуда волны убывает с глубиной, так что она практически существует только в некотором слое, прилегающем к свободной поверхности. Скорость волны Релея $V_r \approx 0.9V_s$ и в однородной среде не зависит от длины (частоты) волны, или, как говорят, в этом случае не возникает дисперсия скорости.

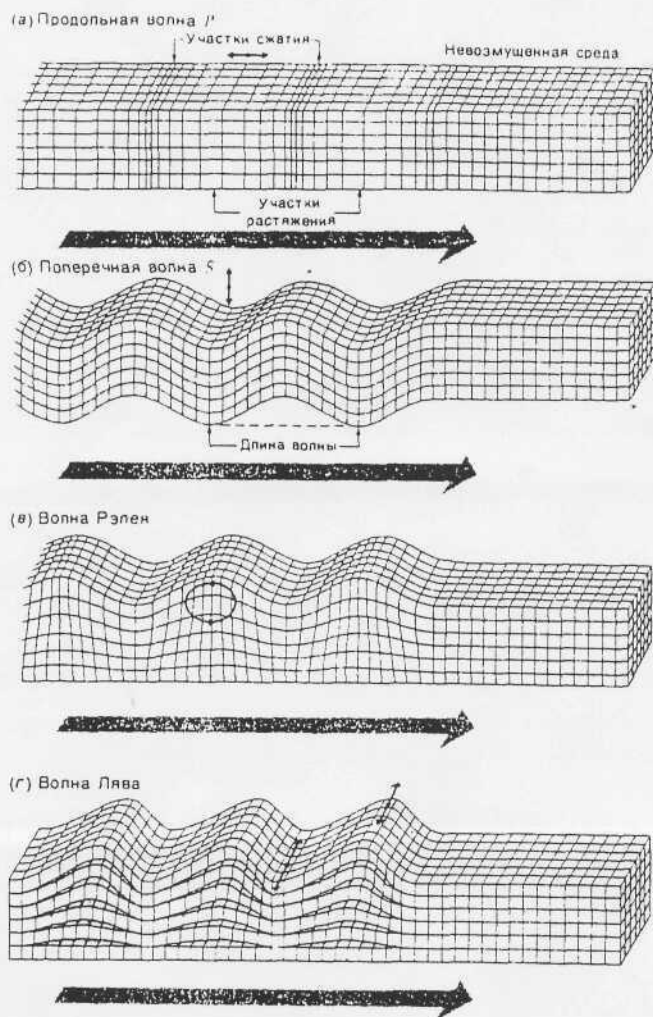


Рис. 51. Четыре типа сейсмических волн: а-продольная волна, б-поперечная волна, в-волна Релея, г-волна Лява

Волна Лява формируется за счет полного отражения от поверхности и подошвы слоя поперечной волны. Волны Лява всегда диспергируют. Движение частиц в волне Лява поперечно к направлению распространения и лежит в горизонтальной плоскости, параллельной границам слоя. Ввиду этого волны Лява часто называют поперечными поверхностными волнами.

Волны P и S распространяются из источника по объему Земли, и их амплитуда для однородной и изотропной среды убывает обратно пропорционально расстоянию R.

Поверхностные волны распространяются вдоль поверхности Земли и обладают амплитудой, убывающей обратно пропорционально \sqrt{R} . По этой причине в колебаниях от удаленных землетрясений доминируют поверхностные волны, из которых наибольшей амплитудой обладает волна L_Q . При оценке сейсмостойкости сооружений необходимо учитывать воздействие поверхностных волн, которые приходят после волн P и S, действуют на уже ослабленные ими конструкции.

Наблюдаемая на поверхности Земли скорость распространения сейсмических волн (так называемая кажущаяся скорость) возрастает с увеличением расстояния от эпицентра до пункта наблюдения. Это явление обнаруживается на годографах сейсмических волн. Выра-

жающих зависимость времени пробега сейсмических волн от эпицентрального расстояния между эпицентром и пунктами наблюдения. Наиболее распространенными годографами. Применяемыми на практике, являются годографы Джефриса-Буллена. На рис.52 показаны годографы для волн P, S и L_R , из которого видно, что скорости волн L_R постоянны (годограф-прямая линия), а волн P и S меняется с расстоянием. Существуют годографы для более сложных видов сейсмических волн, появляющихся в результате многократных преломлений и отражений. Часто на годографах расстояние по оси абсцисс выражается не в километрах, а в градусах ($\pm 1^\circ = 111,1 \text{ км}$).

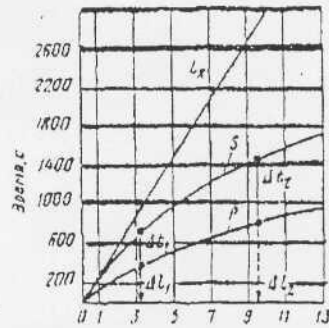


Рис.52. Годографы Джефриса-Буллена

Рассмотрим возможные траектории сейсмических волн внутри Земли. На рис.53 точкой F обозначен фокус землетрясения, от которого расходятся P, S и L – волны. Волна P, отразившаяся от поверхности Земли один, два, три и т.д. раза, обозначается соответственно PP, PPP,..... Аналогичные обозначения приняты для поперечных волн SS, SSS,..... Отражаясь, волны P могут превращаться в волны S (обменная волна), и тогда обозначаются PS. При обратном преобразовании волны S в волну P используется обозначение SP. Индексами P_cP и S_cS обозначаются волны P и S, отразившиеся от границы мантии и ядра. Если волна проникает во внешнее ядро, то ей присваивается обозначение PKP. Внутреннее ядро обозначается буквой I. Прохождение волны через внешнее и внутреннее ядра с последующим выходом на поверхность обозначается буквами PKIKP. Если поперечные волны возбуждают продольные (или наоборот), то отражение их от границы внешнего ядра или прохождение через него обозначается соответственно $S_cP(P_cS)$, SKP(PKS). Во всех случаях через внешнее ядро проходят только волны P. При прохождении ниши внешнего ядра или прохождение через него обозначается соответственно $ScP(PcS)$, SKP волн P через внутреннее ядро возможна их трансформация в волну S, которая после прохождения внутреннего ядра обозначается индексом – I. Она вновь возбудит на его границе волну P, однако это явление пока никому не удалось наблюдать, т.е. волна PKIKP, распространяющаяся как S через внутреннее ядро, не наблюдалась.

В теории распространения упругих волн сейсмология опирается на законы геометрической оптики и оперирует понятием лучей, подчиняющимся законам отражения и преломления.

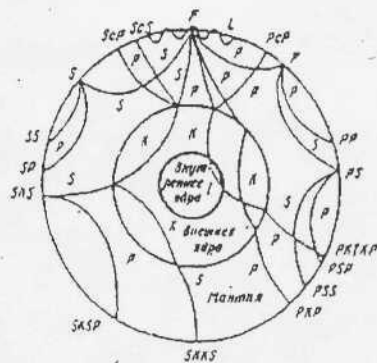


Рис.53. Возможные траектории сейсмических волн

Основной принцип геометрической сейсмологии – принцип Гюйгенса-Френеля, суть которого состоит в том, что каждый элемент упругой среды, пришедший в колебание, передает его соседним элементам со скоростью, которой обладает сам элемент, т.е. сам становится источником колебаний.

Любая точка пространства помимо координат характеризуется временем прихода к ней упругих колебаний. Геометрическое место точек пространства, в котором упругие колебания пришли в одно и то же время, называется фронтом волны

$$t_1 = S_1(x, y, z),$$

где S_1 - поверхность фронта волны.

Фронт волны перемещается в каждой точке среды вдоль нормали к поверхности фронта, т.е. вдоль луча. Луч всегда перпендикулярен к поверхности фронта волны.

Для лучей справедлив принцип Ферма, согласно которому волна, распространяясь в пространстве, выбирает путь минимального времени прохождения. Из этого следует, что путь, кратчайший по времени, между двумя точками один и тот же, независимо от того, в каком направлении распространяется волна.

Рассмотрим основные типы волн, которые могут образовываться в случае распространения упругой волны в среде с границей раздела двух сред с различными физическими свойствами – скоростью распространения волн V_1 в первой среде и скоростью V_2 во второй среде.

1. Отраженная волна. Пусть на границу (рис.54) падает луч под углом α_1 (угол между лучом и нормалью к границе раздела двух сред – I и II). В точке падения возникает отраженный луч, который исходит под углом α_2 . Некоторая точка A , лежащая на фронте падающей волны, достигает границы через время Δt . За это время отраженный луч распространится на расстояние $OC = V_1 \Delta t$ (BC – фронт отраженной волны). Из треугольников OBC и OAB следует:

$$L = \frac{OC}{\sin \alpha_2} = \frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_2}; \quad L = \frac{AB}{\sin \alpha_1} = \frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_1}, \quad \text{откуда} \quad \frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_1} = \frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_2} \quad \text{или}$$

$$\sin \alpha_1 = \sin \alpha_2 \quad \text{и} \quad \alpha_1 = \alpha_2, \quad \text{т.е.}$$

угол падения равен углу отражения.

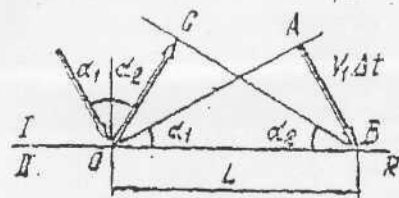


Рис. 54. К выводу закона отражения

2. Проходящая волна. Рассмотрим треугольники OAB и OBC на рис.55. Можно записать:

$$OC = V_2 \Delta t; \quad L = \frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha}; \quad L = \frac{V_2 \Delta t}{\sin \beta}, \quad \text{откуда} \quad \frac{V_1}{\sin \alpha} = \frac{V_2}{\sin \beta} \quad \text{или}$$

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2} \quad (\text{закон Снелиуса}).$$

Если $\beta = 90^\circ$, $\sin \beta = 1$ и тогда $\sin \alpha = \frac{V_1}{V_2}$.

Этот случай соответствует полному внутреннему отражению (т.е. проникновения в среду II не будет), а угол α называется критическим углом. Поскольку синус угла не может

быть больше единицы, то скорость во второй среде V_2 должна быть больше скорости в первой среде V_1 . Таким образом полное внутреннее отражение может возникнуть только на границе, характеризующейся более высокой скоростью распространения волны в подстилающих породах. Такая граница называется преломляющей.

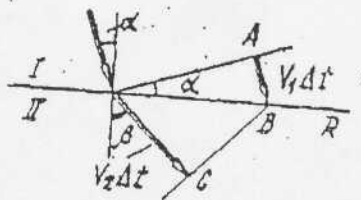


Рис.55. К выводу закона преломления

Проходящая в среде II волна, начиная с критического угла, скользит вдоль границы (скользящая волна). При этом скользящая волна будет обгонять фронт волны, распространяющейся в среде I (ведь $V_2 > V_1$), что приводит к образованию восходящей волны, которая называется головной, преломленной волной. Все лучи головной волны имеют одинаковый наклон к границе, равный критическому углу.

3. Обменные волны (рис.56). На границе раздела двух сред с разными скоростями возникают также волны, обусловленные изменением характера колебаний из-за изменения типа деформации. Например, падающая на границу продольная волна P_1 , связанная с обменными деформациями, может вызвать деформацию сдвига, т.е. поперечные волны. В результате возникают обменная отраженная волна P_1S_1 и проходящая обменная волна P_1S_2 , а при падении продольной волны под критическим углом возникает обменная головная волна $P_1P_2S_1$. Аналогично падающая поперечная волна S может привести к возникновению обменных волн типа $S_1P_1; S_1P_2; S_1S_2P_1$.

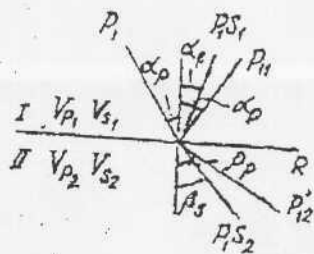


Рис.56. Преломление и отражение обменных (PS) и продольных (P) волн

4. Дифрагированные волны. Явление огибания волной препятствия называется дифракцией. Возникают дифрагированные волны и распространяются как волны рассеяния от элементов геологического разреза, отличающихся по физическим свойствам. Если размеры неоднородности сопоставляются с длиной волны, то сформировавшаяся дифрагированная волна распространяется как самостоятельный тип колебаний. Неоднородностями могут быть крутопадающие границы, нарушение изотропности (сплошности) разреза, зоны выклинивания пластов горных пород и т.п.

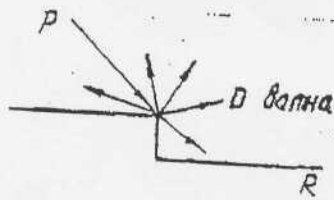


Рис.57. Возникновение дифрагированной волны

5. Рефрагированные волны. Реальная среда может иметь переменную скорость, как непрерывную функцию глубины. В таких случаях распространение волн происходит не по прямым лучам, а криволинейно. Волны называются рефрагированными (рис.58).
 Вследствие увеличения скорости с глубиной сейсмические лучи испытывают непрерывное преломление в слоистой Земле и становятся криволинейными, обращенными выпуклостью к центру Земли.

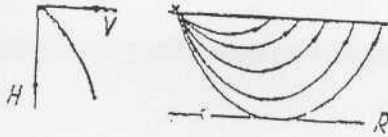


Рис.58. Распространение рефрагированной волны

6.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Интервал времени Δt между приходом волн P и S на рис.52 характеризует расстояние Δl от пункта наблюдения до источника. Действительно, если принять скорости V_p и V_s постоянными и равными некоторым средним значениям, то имеем

$$\Delta t = t_s - t_p = \frac{\Delta l}{V_s} - \frac{\Delta l}{V_p}, \text{ откуда}$$

$$\Delta l = \Delta t \cdot \frac{V_s \cdot V_p}{V_p - V_s}$$

На самом деле скорости V_p и V_s меняются с увеличением расстояния, и для более точного определения Δl необходимо пользоваться специальными годографами.
 В этом случае, как это показано в качестве примера на рис.52, зная Δt можно непосредственно из графика определить искомое Δl (например, Δl_1 и Δl_2 для соответствующих Δt_1 и Δt_2). Если расстояния от эпицентра были установлены не на одном пункте на-

блюдения, а на трех, расположенных в разных местах, то можно определить положение эпицентра, поскольку существует только одна точка на Земле, которая расположена на заданных расстояниях от трех других точек. Для определения эпицентра из точки расположения каждого пункта проводятся окружности радиусами Δl_1 , Δl_2 , Δl_3 и, если радиусы определены точно, то все окружности пересекаются в одной точке - эпицентре землетрясения. В действительности эти величины определяются приближенно, и поэтому устанавливается не точка, некоторая треугольная площадка, центр которой и принимается в качестве места положения эпицентра. При наличии большого числа пунктов наблюдения положение эпицентра может быть определено более точно. Пользуясь такими приемами, сейсмологи уже через несколько минут после землетрясения достаточно точно определяют место эпицентра, находясь от него на расстоянии нескольких тысяч километров.

Реальная сейсмограмма содержит записи смещений, скоростей и ускорений части грунта и выглядит довольно запутанной. Действительно, при записи на удаленной сейсмостанции всех движений почвы, следующих за землетрясением, фиксируется большое число вступлений различных волн, образовавшихся при отражении и преломлении (рис.59). Любая Р-или S волна генерирует на поверхности, где она отражается или преломляется, как Р-, так и S-волны которые распространяются с различными скоростями и поэтому приходят в разное время. Кроме того, волны Релея и Лява, распространяющиеся по поверхности Земли в обоих направлениях и иногда несколько раз огибающие ее, вносят свой вклад в общее число фаз или вступлений которые сейсмолог должен соответствующим образом выделить. Несмотря на кратковременность самого землетрясения, сейсмические волны, проходящие огромные расстояния, могут следовать одна за другой в течение часа и более. Сложность расшифровки записи на сейсмограмме усугубляется наложенными волнами и вариациями их скорости в коре и мантии. В связи с этим при интерпретации сейсмограмм широко используются персональные компьютеры.

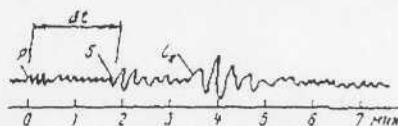


Рис.59. Сейсмограмма

Геолого-геофизические исследования позволили получить довольно ясную картину строения Земли и причин землетрясений. Эти причины сразу же станут понятны, как только мы представим себе динамичный характер Земли и те медленные движения, которые происходят в литосфере. Литосфера в свою очередь разбита на крупные блоки, называемые плитами. На рис. 60 видно, что размеры плит варьируют от сотен до нескольких тысяч километров.

Под литосферой действуют силы, принуждающие плиты перемещаться со скоростью нескольких километров в год. Причина этих глубинных сил не вполне ясна. Они могут быть вызваны, например, медленными течениями пластичного вещества в недрах. Течения возникают в результате тепловой конвекции в сочетании с динамическими эффектами вращения Земли. В некоторых областях новое вещество поднимается наверх из земных недр, оттесняя плиты в стороны (это происходит, например, в Срединно-Атлантическом хребте), в других местах плиты проскальзывают краями одна вдоль другой (как вдоль разлома Сан-Андреас в Калифорнии); наконец, есть области, называемые зонами субдукции (надвига), где одна плита при встрече заталкивается под другую (например, в океане у западных берегов Южной и Центральной Америки, у побережий Аляски и Японии). Несогласованность в движении плит при любом его направлении заставляют каменную толщу растрескиваться, создавая таким образом землетрясения.

Не удивительно поэтому, что большинство землетрясений (около 95%) происходит по краям плит. Зона землетрясений, окружающая Тихий океан, называется Тихоокеанским поясом: здесь происходит около 90% всех землетрясений земного шара. Другой район высокой сейсмичности, включающий 5-6% всех землетрясений, - это Альпийский пояс, протягивающийся от Средиземноморья на восток через Турцию, Иран и северную Индию. Остальные 4-5 землетрясений происходят вдоль срединно-океанических хребтов или внутри плит.

6.4. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсмическая разведка является одним из основных методов геофизической разведки. Она представляет собой комплекс исследований геологического строения земной коры, основанных на изучении распространения в ней упругих волн, возбуждаемых искусственным путем. Упругие волны распространяются во всех направлениях от места их возбуждения и проникают в толщу земной коры, претерпевая отражение и преломление на поверхностях, разделяющих горные породы разного литолого-петрографического состава. Отражаясь и преломляясь, волны частично возвращаются к поверхности земли, где они могут быть зарегистрированы специальной аппаратурой. Определяя время распространения волн, можно определить глубину залегания и форму геологических поверхностей (границ), на которых произошло отражение или преломление волн.

Первые исследования в области сейсморазведки были проведены Геттингенским геофизическим институтом (Германия) в 1908 году и были связаны с наукой о землетрясениях. Отечественная сейсморазведка зародилась в 20-е годы и связана с именем выдающегося русского ученого, академика Б.Б. Голицина. Дальнейшее развитие сейсморазведка получила благодаря работам П.М. Никифорова, В.С. Воюцкого, Г.А. Гамбурцева, М.К. Полшкова, В.В. Федынского, Л.А. Рябинкина, С.В. Гольдина и др.

Основными параметрами, изучаемыми сейсморазведкой, являются скорость V и время t прохождения сейсмических волн через горную породу. Зная V и t , можно определить путь "S", пройденный волной.

Скорость распространения волн зависит от свойств вещества и различна для разных слоев земной коры (таблица №14).

Средняя скорость сейсмических волн зависит также от глубины залегания горных пород – как правило значение скорости возрастает с увеличением глубины.

Как указывалось, при возбуждении на поверхности земли или вблизи нее упругих колебаний помимо продольных волн образуются поверхностные волны. Эти волны распространяются вблизи границы Земля-воздух и быстро затухают с глубиной. Вдоль границы распространяются как продольные, так и поперечные смещения, наложения которых образует поверхностную волну. В связи с тем, что поверхностные волны не проникают в глубокие слои, они не дают информацию о глубинном строении земной коры.

Изучение годографов отраженных и преломленных волн позволяет получить данные о геологическом строении разреза – определить глубину залегания и морфологию пластов, их возможный петрофизический (вещественный) состав, прогнозировать месторождения полезных ископаемых и т.д.

Помимо обычных продольных отраженных и преломленных волн к сейсмоприемнику приходят и другие волны: прямая продольная, распространяющаяся вдоль поверхности Земли; поверхностная, распространяющаяся также вдоль поверхности Земли; микросейсмы – беспорядочное движение почвы, вызванное ветром, дождем, движением транспорта; звуковые, возникающие при взрыве; многократно-отраженные, отраженно-преломленные, преломленно-отраженные, отразившиеся или преломившиеся более одного раза на границах; дифрагированные; поперечные, обменные волны и др. Приходя к дневной поверхности Земли одновременно, они интерферируют между собой и образуют так называемые нерегулярные волны в отличие от регулярных, которые могут быть корреляционно прослежены на протяженном отрезке наблюдения. Для изучения геологического разреза лишь некоторые из упомянутых волн могут быть использованы, их называют *полезными*. Волны, препятствующие прослеживанию полезных, относят к мешающим волнам или помехам.

6.4.1. СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНАЯ АППАРАТУРА

Отраженные и преломленные волны, возникающие на границах толщи земной коры, возвращаются к поверхности почвы. Для приема колебаний почвы используются приборы, которые называются сейсмоприемниками. Он представляет собой электромеханическое устройство, в котором механическая энергия колебаний почвы преобразуется в электрическую. С выхода сейсмоприемника электрическое напряжение поступает на вход усилителя, назначение которого усилить его, отрегулировать по амплитуде, провести частотную фильтрацию для повышения отноше-

ния сигнал/помеха. Усиленный сигнал регистрируется на цифровой аппаратуре, находящейся как и усилитель на многоканальной сейсмостанции, которая позволяет регистрировать колебания не в одной, а во многих точках поверхности Земли. Сейсмостанция монтируется на автомобиле в специальном кузове. Все три основных узла – сейсмоприемник, усилитель записи и регистратор – называют сейсмическим регистрирующим каналом. Сигнал записывается в цифровом виде и преобразуется во временной разрез, характеризующий время прихода волн на канал, отраженных (преломленных) от границ раздела слоев земной коры. На сейсмограммах (записях сейсмических колебаний) приход различных волн характеризуется соответствующими временами вступления. Первое вступление характеризует приход самой быстрой Р-волны (рис.59). Затем приходит S-волна, а еще через некоторое время на сейсмограмме фиксируется приход поверхностной волны Релея.

Возбуждение сейсмических колебаний может осуществляться взрывами или невзрывными источниками (например, ударами по земле). В зависимости от взаимного расположения пунктов возбуждения и пунктов приема сейсмических волн различают профильные и пространственные системы наблюдений. Последние позволяют выявлять боковые волны, пути которых расположены в наклонных к поверхности наблюдений плоскостях и получать трехмерное представление сложно построенных геологических структур. Наиболее часто при постановке пространственных наблюдений применяются методика «широкого профиля», сочетающая систему параллельных продольных и непродольных профилей. Более подробно методика полевых работ в сейсморазведке изложена в спец. Курсе «Сейсморазведка».

6.4.2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

В результате записи сейсмического сигнала получают сейсмограмму как совокупность импульсов, колебаний. Первичные сейсмические записи переводятся во временной разрез, характеризующий изменение эхо-глубин (глубины по нормали к границе) в масштабе времени. Время пробега волны по лучу, соответствующему эхо-глубине до границы, называется временем «эхо-ноль» - t_0 . Линии t_0 на временном разрезе характеризуют поведение сейсмических границ. Такая интерпретация называется кинематической. При известной средней скорости распространения волны до границы (\bar{V}), глубина ее залегания может быть определена по формуле

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

В результате строятся глубинные разрезы, а на их основе – структурные карты по поверхности того или иного слоя горных пород, карты изопахит (мощности) отложений между слоями. Карты дают объемное представление о форме и размерах погребенных структур, что позволяет правильно ориентировать дорогостоящее бурение скважин.

Помимо решения структурных задач, сейсморазведка может решать и нетрадиционные, неструктурные задачи, связанные с поисками полезных ископаемых, месторождения которых приурочены к зонам выклинивания слоев, к рифам и т.п.

Для успешного решения неструктурных задач применяют динамическую интерпретацию, при которой анализируются динамические параметры волн (амплитуда, энергия, частота, форма сигнала и др.).

Как указывалось выше в сейсморазведке используют различные типы волн: отраженные, преломленные, проходящие обменные и др. В зависимости от этого различают методы сейсморазведки: МОВ – метод отраженных волн; КМПВ – корреляционный метод преломленных волн, МПОВ – метод проходящих обменных волн и др.

Наиболее распространенной модификацией в силу своей эффективности является метод отраженных волн общей глубинной точки. В этом методе получают несколько независимых измерений для одной и той же точки геологического разреза. Передвигая пункт возбуждения колебаний, например, в точки I, II, III, трижды фиксируют отражение от точки I на отражающей границе на пунктах приема 1, 2, 3, расположенных на поверхности Земли. За счет такого многократного (в настоящем случае трехкратного) перекрытия существенно можно подавить волны-помехи и улучшить качество отражений, т.е. полезный сигнал. Суммирование по методу ОГТ большого числа записей (48, 96, и более) позволяет получить значительный статистический эффект, за счет которого происходит ослабление фона нерегулярных помех.

6.4.3. ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Из последнего раздела понятно. Что сейсморазведка находит широкое применение при решении задач структурной геологии. На начальных стадиях изучения геологического строения территорий проводят региональные сейсмические исследования. При этом задачи сводятся к изучению поверхностей кристаллического фундамента, базальтового слоя, поверхности Мохоровичича; картированию глубинных разломов. На рис. приведен разрез по региональному профилю, отработанному методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на юго-востоке Русской плиты.

Детальные сейсмические работы проводят с целью поиска локальных структур, перспективных на тот или иной вид полезного ископаемого. При этом решаются задачи картирования горизонтов осадочного чехла, выделения зон тектонических нарушений, зон стратиграфических несогласий, участков определенного литолого-петрографического состава пород, а при благоприятных сейсмогеологических условиях – прямые поиски залежей нефти и газа.

Прогнозирование залежей углеводородов (прямые поиски нефти и газа) по данным сейсморазведки основывается на том, что при прохождении сейсмических волн через залежь скорость их уменьшается, увеличивается их поглощение, изменяются динамические параметры волн. Анализ этих характеристик позволяет сделать выводы о возможной продуктивности ловушек углеводородов.

7. ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Для изучения распределения физических полей в пространстве используются различные измерительные приборы. Часть этих приборов позволяет регистрировать непрерывные графики изменения поля. Такие приборы обычно помещаются на самолетах, автомобилях или других транспортных средствах, и с их помощью производится запись изменений поля в процессе движения по заданному маршруту.

Вторая группа приборов имеет перемещающийся в пространстве датчик поля, сигналы от которого поступают на неподвижную регистрирующую установку и записываются на ней либо в виде отдельных значений измеряемой физической величины, либо в виде непрерывного графика. Эти приборы широко используются при изучении скважин, при работе на дне водоемов и т.д.

Третья группа наиболее распространенная, включает в себя приборы, которые позволяют определять значение измеряемой величины только в пункте наблюдения, а для изучения распространения поля в пространстве необходим ряд последовательных перемещений регистрирующего прибора вдоль профиля.

При решении определенной геологической задачи распределение физического поля в пространстве необходимо изучить с такой степенью детальности, чтобы аномалии, связанные с интересующими исследователя геологическими объектами, были выяснены с достаточной полнотой. Поэтому основной методический вопрос - густота и расположение сети наблюдений - целиком определяется геологической задачей.

При геофизических работах наблюдения обычно проводят вдоль прямолинейных маршрутов (профилей), которые, как правило, задают вкрест предполагаемого простираения изучаемых геологических объектов, так как именно в этом направлении следует ожидать наиболее резких изменений аномального поля, связанного с объектом.

При аэрогеофизических работах профили прокладывают между ориентирами (реками, дорогами, берегами озер др.), нанесенными на карту и хорошо заметными с воздуха. Каждый маршрут визуально по карте привязывают к двум конечным ориентирам и по возможности, особенно при большой длине профилей, к одному или нескольким промежуточным ориентирам. Между ориентирами выдерживаются заданный курс и высота полета, и маршрут считают прямолинейным (рис. 61).

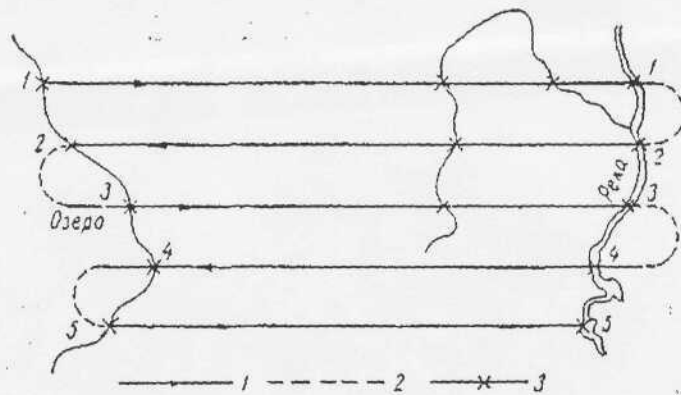


Рис. 61. Расположение аэрогеофизических маршрутов.

1-рабочий маршрут и направление полета; 2-подлеты между маршрутами (развороты);
3-ориентиры

При наземных мелкомасштабных съемках (автомобильных, пешеходных) маршруты привязываются к местным путям сообщения. Сеть при этом получается неправильная, но более или менее равномерно распределенная по площади (рис. 62). Расстояние между точками наблюдений при автосъемках определяется по спидометру, при пешеходных - шагами. Привязка по карте. Все маршруты нумеруются. При пешеходной съемке на маршруте отмечают расположение пунктов наблюдения. Каждый пункт имеет свое название, состоящее из номера маршрута и номера точки.

При крупномасштабных пешеходных съемках наблюдения ведутся по заранее подготовленной прямоугольной сети. Магистраль разбивается вдоль предполагаемого простирания искомым геологических объектов, профили - перпендикулярно магистрали. Расстояние между профилями обычно в 2-5 и более раз превышает расстояние между точками наблюдений на профилях (рис. 63).

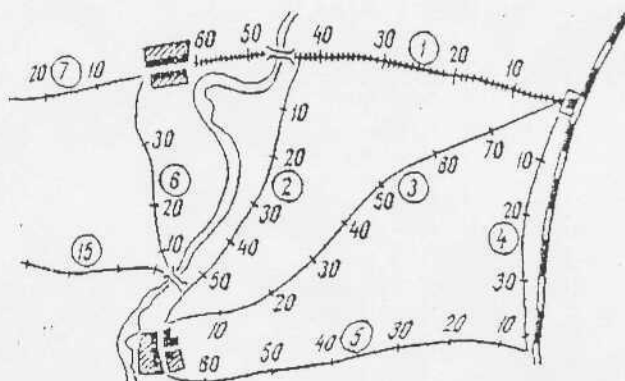


Рис.62. Расположение маршрутов при мелкомасштабных наземных геофизических съемках

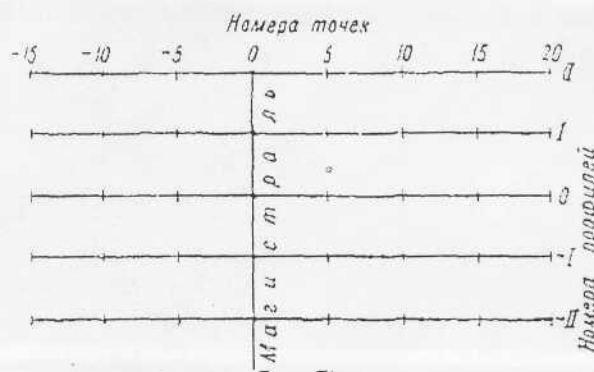


Рис.63. Разбивка прямоугольной сети геофизических наблюдений

При разбивке сети топоотряд геофизической партии на каждой точке устанавливает пикет с указанием номера точки. На магистрали устанавливаются более простые знаки (столбы, туры и др.). На концах магистрали и ее поворотных пунктах устанавливаются долговременные знаки с окопкой. Закрепляются на местности также и важнейшие точки на выявленных аномалиях с расчетом, чтобы местоположение участков съемки и аномалий можно было надежно установить при проведении дальнейших исследований даже через несколько лет. Закрепленные основные точки привязываются к местной геодезической сети с точностью, требуемой масштабом съемки.

Исследование распределения в пространстве физических полей должно сопровождаться изучением физических свойств горных пород, слагающих объект и вмещающую его среду. Чем детальнее они изучены, тем полнее и достовернее можно объяснить наблюдаемую над этим объектом аномалию.

Изучение физических свойств должно проводиться систематически, в процессе каждого полевого исследования. Сведения о физических свойствах, имеющиеся в литературе, могут приниматься во внимание лишь как приближенные. В каждом конкретном районе физические свойства пород могут изменяться в широких пределах. Поэтому желательно проводить не единичные, а массовые определения свойств. Опыт показывает, что для каждой разновидности пород в районе исследований, необходимо иметь не менее 25-30 определений каждого параметра.

Физические свойства определяются либо в условиях естественного залегания, либо по отобраным образцам. Электрические и упругие свойства изучаются в основном в условиях естественного залегания пород, так как на них большое влияние оказывает трещиноватость, пористость, обводненность, степень минерализации подземных вод и др. Магнитные, радиоактивные свойства и плотность чаще изучаются по образцам горных пород.

Для изучения физических свойств пород в условиях их естественного залегания обычно проводятся специальные так называемые параметрические измерения. Эти измерения выполняются на обнаженных или в скважинах.

Результаты определений физических свойств документируют, составляют таблицы, в которых указывают число определений каждого параметра и его среднее значение.

7.1. ИЗОБРАЖЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Первичным и основным документом при проведении геофизических исследований является полевой журнал. В этом журнале записывают номер (название) профиля, номер пикета наблюдения, показания приборов, определяющие величину физического поля, и данные для учета поправок (время, температура и др.). При автоматической записи показаний физического поля в полевой журнал заносятся технические данные и параметры регистрации.

По данным полевых результатов иногда непосредственно в поле строится график изменения измеряемой физической величины вдоль линии наблюдений. На горизонтальной оси (рис. 64) в выбранном масштабе откладываются расстояния между точками (пикетами) наблюдений, по вертикальной - измеренные значения физической величины. Точки графика лучше всего соединять прямыми, так как закон распределения поля между точками неизвестен. Проводя прямые, считаем, что поле между точками изменяется линейно, хотя фактически характер изменения поля между точками может быть более сложным. Например, на рис. 65 изображен случай, когда в трех соседних точках отмечаются одинаковые значения измеряемой величины. Истинное распределение поля при этом может быть различным. Оно может быть установлено более детальными наблюдениями, если это необходимо.

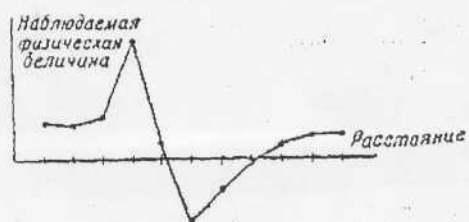


Рис.64. График изменения физической величины вдоль линии наблюдения



Рис.65. Варианты возможного распределения поля при равных значениях физической величины в трех точках

Распределение поля на площади изображают в виде планов графиков или планов изолиний. На рис. 66 приведен план графиков на котором отчетливо выделяется аномалия северо-западного простирания. План графиков - документ объективный, в нем отражается полностью весь фактический материал. Существенным его недостатком является то, что он отражает в основном характер распределения поля вдоль профилей. Закономерности распределения поля между профилями не всегда ясны. В случае простых полей, подобных изображенному на рис. 66 закономерность распределения поля между профилями отчетливо видна, однако в практике встречаются поля более сложные, в которых по графикам, без дополнительных исследований, невозможно установить даже направление простирания осей аномалий.

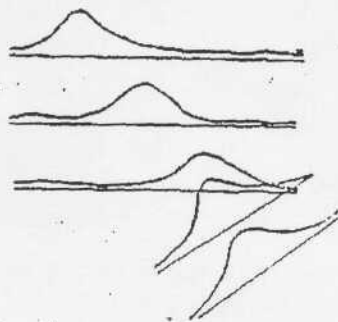


Рис. 66. План графиков

Для построения плана изолиний сначала наносят на план все точки, в которых произведены измерения, и у каждой точки выписывают значение измеренной физической величины. Затем через выбранные интервалы проводят изолинии так же, как горизонтали при построении карт рельефа (рис. 67).

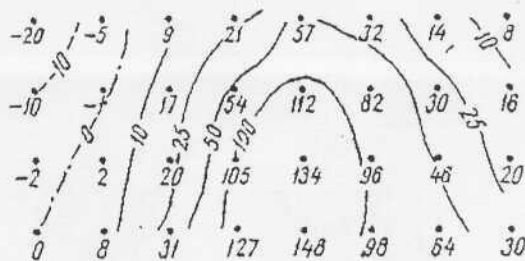


Рис. 67. Построение плана изолиний

При построении графических документов и оценки их достоверности большое значение имеет полевая погрешность измерений. Под полевой погрешностью измерений в разведочной геофизике обычно понимают практически полученную при полевых работах погрешность измерений физической величины. Погрешность измерений находится путем проведения повторных наблюдений. Число повторных наблюдений определяется инструкциями и обычно составляет 5-10% от общего числа наблюдений. Сравнивая первичные и повторные наблюдения, определяют их расхождения, по которым вычисляется средняя квадратичная ошибка. Сечение изолиний при построении планов изолиний (карт) выбирают равным двум-трем среднеквадратичным ошибкам.

Масштаб геофизических съемок определяется размерами тех геологических объектов, которые с помощью данной съемки должны быть выявлены и изучены. Чем крупнее искомые объекты, тем в более мелком масштабе надо проводить съемку, и наоборот. Обычно при выборе масштаба руководствуются тем, чтобы при съемке в выбранном масштабе геологический объект

отразился на полученной карте достаточно заметным контуром. Густота сети наблюдений по профилю выбирается из расчета, чтобы 2-3 пикета приходилось на аномалию физического поля от предполагаемого объекта. Расстояние между профилями выбирают в 2-5 раз больше, чем расстояние между точками.

В настоящее время наиболее распространено следующее правило определения масштаба геофизических карт по густоте съемочной сети: на геофизической карте профили должны быть друг от друга через 1см, а точки наблюдения на профилях через 2-5мм. Это правило можно представить в виде таблицы (№15).

Таблица №15

Масштаб	Густота сети наблюдений (расстояния в метрах)	
	между профилями	между точками
1:200 000	2000	200-500
1:100 000	1000	200-400
1:50 000	500	100-200
1:25 000	250	50-100
1:10 000	100	20-40
1:5 000	50	10-20
1:2 000	20	5-10
1:1 000	10	2-5

7.2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНАХ

Геофизические исследования в скважинах служат для получения геологической информации разрезов, пройденных скважиной, выявления и промышленной оценки полезных ископаемых. Они позволяют изучать также техническое состояние скважин; выявлять места притоков вод и устанавливать зоны их затрубной циркуляции; устанавливать качество цементации и характер распределения цемента в затрубном пространстве и т.д. Геофизические исследования в скважинах широко используются в процессе разработки нефтяных и газовых месторождений для прослеживания за перемещением контура нефтегазоносности, выявлением обводненных прослоев и изменением уровней водонефтяного (ВНК), газонефтяного (ГНК) и газоводяного (ГВК) контактов.

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 непосредственно вблизи стенки скважины или в самой скважине.

При проходке скважины различные горные породы, приведенные в контакт с буровым раствором, изменяются неодинаково. Плотные, монолитные с минимальной пористостью породы не претерпевают изменения, и тогда буровой раствор контактирует со средой, физические свойства которой не изменены. Если породы хрупкие, на контакте со скважиной может образоваться слой с частично нарушенной структурой пласта и как бы образованной вблизи скважины зоной искусственной трещиноватости. Глинистые породы на контакте с буровым раствором, как правило, набухают, размываются и выносятся буровым раствором, в результате чего диаметр скважины в таких интервалах может значительно увеличиться, а на контакте глины с раствором образуется небольшой глубины зона набухшей либо растрескавшейся чешуйками глины.

Изменение пласта-коллектора мощностью h , залегающего среди вмещающих пород с удельным сопротивлением $\rho_{ам}$ и обладающего значительными пористостью и проницаемостью, на контакте со скважиной (диаметром d_c) бывает наиболее существенным. В связи с этим объект исследования при поисках полезных ископаемых и в частности нефти, газа или воды оказывается весьма сложным и требует знания его специфических особенностей (рис.68). Вскрытие коллектора всегда ведется при условии, что давление в скважине превышает пластовое. Это вызывает фильтрацию жидкости из скважины в пласт. При этом, если поровые каналы в коллекторе достаточно тонки и представляют собой сетку, как в фильтре, на стенке скважины образуется глинистая корка толщиной $h_{гк}$, с удельным сопротивлением $\rho_{гк}$,

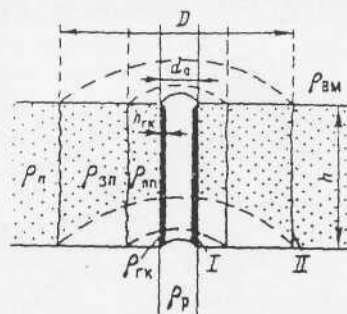


Рис.68. Модель объекта исследований в скважинах

а фильтрат бурового раствора проникает в пласт, создавая зону проникновения диаметром D с удельным сопротивлением $\rho_{зп}$. Физические свойства в коллекторе при этом значительно изменяются. Неизменная часть пласта удельного сопротивления $\rho_{пп}$ или $\rho_{вп}$, где свойства коллектора сохраняются такими же, как до его вскрытия, расположена достаточно далеко от стенки скважины. Вблизи стенки скважины поры породы наиболее сильно промыты фильтратом бурового раствора. Эта зона называется промытым пластом; ее удельное сопротивление - $\rho_{пп}$. Между промытой и неизменной частями пласта расположена промежуточная зона, называемая зоной проникновения. В этой зоне пластовые жидкости смешиваются с фильтратом бурового раствора.

коэффициент нефте-или газонасыщенности изменяется от минимального K_{HO} до максимального в неизменной части пласта (K_H) значения.

Неоднородность пласта в радиальном направлении называется радиальной характеристикой среды. Изучение радиальной характеристики необходимо, поскольку одной из основных задач, решаемых скважинной геофизикой, является определение коллекторских свойств и характера насыщения неизменной части пласта.

Наличие радиального изменения удельного сопротивления в коллекторе требует проведения исследований скважины зондами, позволяющими изучать отдельные участки пласта. Различают три группы зондов. Микрозонды рассчитаны на изучение самой близкой к стенке скважины части коллектора. Здесь главную роль играют глинистая корка и промытая зона пласта ($\rho_{ГК}$ и $\rho_{ПП}$). Зонды среднего радиуса исследования предназначены для изучения промытой зоны проникновения ($\rho_{ПП}$, $\rho_{ЗП}$). Для получения характеристики коллектора в его неизменной части требуется применение наиболее глубинных зондов, показания которых в основном определяются средой с удельным сопротивлением $\rho_{П} = \rho_{НП}$ или $\rho_{ВП}$, но часто не свободных от влияния зоны проникновения. На практике при оценке $\rho_{П}$ чаще всего мы имеем дело не с одним зондом, а с серией зондов разной глубинности исследований для получения трех характеристик: $\rho_{П}$; $\rho_{ЗП}$; D), описывающих коллектор.

7.2.1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

Электрический каротаж (электрические методы исследования разрезов скважин) основан на изучении естественных и искусственных электрических полей, возникающих в скважине и около нее.

Естественные электрические поля возникают благодаря протеканию на границах между породой и глинистым раствором, а также между пластами различных электрохимических процессов. Для изучения естественных электрических полей применяют каротаж потенциалов собственной поляризации горных пород (ПС) и его модификации – каротаж градиента ПС, каротаж электродных потенциалов и каротаж потенциалов гальванических пар.

Искусственные электрические и электромагнитные поля создаются в горных породах генераторами переменного или постоянного тока. 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).

7.2.1.1. КАРОТАЖ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ПС)

Каротаж ПС – один из самых распространенных методов электрического каротажа скважин и благодаря простоте исполнения, а также уровню решаемых геологических задач является обязательной составной частью в комплексе проводимых геофизических исследований в скважинах. В комплексе с другими методами промышленной геофизики каротаж ПС позволяет решать следующие задачи:

1. литологическое расчленение разрезов скважин и их корреляция;
2. определение границ пластов;
3. выделение пород-коллекторов и оценка их нефтегазонасыщенности;
4. определение минерализации пластовых вод;
5. определение коэффициента глинистости.

Разновидности каротажа ПС-каротаж электродных потенциалов и каротаж потенциалов гальванических пар – нашли широкое применение при изучении разрезов скважин, связанных с поисками рудных, угольных и графитовых месторождений.

При проведении измерений в скважинах регистрируют $\Delta U_{ПС}$, равную падению напряжения на участке цепи, образованной скважиной. Кривую $\Delta U_{ПС}$ регистрируют по схеме измерения разности потенциалов между электродом М, перемещающимся по скважине, и электродом N, расположенным неподвижно вблизи устья скважины. Между электродами М и N включают регистрирующий прибор и компенсатор поляризации (рис.69а).

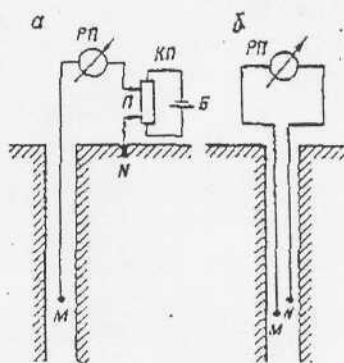


Рис.69. Схема измерения потенциалов ПС (а), градиент-потенциала ПС (б)

Регистрируемая разность потенциалов

$$\Delta U_{ПС} = \Delta U_{MN} = U_M + U_N + U_{ЭМ} + U_{ЭN},$$

где U_M и U_N - потенциалы естественного электрического поля в точках расположения электродов М и N; $U_{ЭМ}$ и $U_{ЭN}$ - электродные потенциалы, возникающие при погружении электродов М и N в водный раствор.

Потенциал электрода N практически не изменяется во времени, если электрод находится в стабильной физико-химической среде; на практике его помещают в мерник с глинистым раствором.

Электродные потенциалы при использовании неполяризующихся электродов также изменяются мало, и их можно принять за постоянную величину. Тогда регистрируемая разность потенциалов $\Delta U_{ПС}$ будет отличаться от U_M на некоторую постоянную величину

$$\Delta U_{ПС} = \Delta U_{MN} = U_M + const$$

и кривая относительного изменения потенциала ПС по скважине не будет иметь нулевой линии.

Для того, чтобы с достаточной точностью измерить и скомпенсировать постоянную составляющую разности потенциалов ПС, в цепь электродов М и N вводят противоположную по знаку компенсационную разность потенциалов посредством прибора, называемого компенсатором поляризации.

Точкой записи кривой потенциалов ПС является электрод М. Масштаб кривой выражается числом милливольт на 1см (мВ/см); его выбирают одинаковым для всего разреза и месторождения, обычно в пределах 5-12.5мВ/см. Масштаб глубин составляет 1:500, 1:200, при детальных исследованиях 1:50, скорость записи 3000-4000м/с.

Регистрируемая амплитуда потенциалов ПС $\Delta U_{ПС}$ против пласта представляет собой падение потенциала на оси скважины в результате протекания токов ПС от Э.Д.С., возникающих на контактах скважина-пласт и между пластами.

Изменение потенциалов ПС в скважине изображается симметричной кривой относительно середины пластов. Середина пласта отмечается максимальной или минимальной амплитудой ПС.

В мощных пластах их границы определяют на уровне точек кривой, соответствующих половине амплитуды аномалии.

С уменьшением мощности пласта h границы пласта смещаются к максимуму кривой и тем интенсивнее, чем меньше h . Кроме мощности пласта на амплитуду отклонения кривой ПС влияют удельные сопротивления вмещающей среды $\rho_{вм}$, пласта $\rho_{п}$, зоны проникновения $\rho_{зп}$, бурового раствора ρ_r , диаметр скважины d_c и диаметр зоны проникновения D .

В общем случае с увеличением $\rho_{зп}$, $\rho_{п}$, d_c и D амплитуда отклонения кривой ПС уменьшается. Например, в нефтеносном пласте аномалия $\Delta U_{ПК}$ ниже на 15-20%, чем в однородном водоносном.

Каротаж градиента ПС. При наличии сильных блуждающих и теллурических токов вместо кривой ПС регистрируют кривую градиента ПС (рис.696). В дальнейшем кривая градиента ПС может быть перестроена в кривую потенциалов ПС.

Каротаж электродных потенциалов. С помощью специального зонда измеряют электродную разность потенциалов $\Delta U_{зп}$ между электродом М, скользящим по стенке скважины и электродом сравнения N, не касающимся стенки скважины. Электроды М и N изготавливают из металла, обладающего наибольшим отрицательным значением электродного потенциала (Z_n), величина которого стабильна во времени при перемещении электродов по скважине.

Породы с электронной проводимостью обладают положительными электродными потенциалами. При соприкосновении скользящего по стенке скважины электрода М с породой, обладающей электронной проводимостью, его потенциал резко возрастает. В этом случае разность потенциалов $\Delta U_{зп}$ между электродом М и электродом сравнения N достигает нескольких сотен милливольт, что отличается максимумом на регистрируемой кривой.

Каротаж потенциалов гальванических пар. В процессе соприкосновения электрода М с электропроводящей породой на ней остается тонкий слой металла скользящего электрода. В результате образуется гальваническая пара из двух электронно-проводящих тел, обладающих различными электродными потенциалами, которая в совокупности с солевым водным раствором образуют замкнутый гальванический элемент. Величина возникающего потенциала $U_{гп}$ имеет положительный знак; она зависит от соотношения твердости металла скользящего электрода и встречаемого рудного тела.

7.2.1.2. КАРОТАЖ СОПРОТИВЛЕНИЙ

Электрический каротаж сопротивлений (КС) основан на различии горных пород в электропроводности. Величиной, характеризующей способность горной породы пропускать электрический ток, служит удельное электрическое сопротивление.

Главные породообразующие минералы горных пород относятся к классу изоляторов и не проводят электрический ток. Электропроводность же горных пород в условиях естественного залегания обеспечивается присутствующей в порах пластовой воды и прямо пропорциональна ее удельному сопротивлению и занимаемому объему, т.е. пористостью.

Обозначив через $\rho_{вп}$ удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы, получим

$$\rho_{вп} = P \cdot \rho_a,$$

где P -относительное сопротивление породы, зависящее от ее пористости и структуры порового пространства; ρ_a -сопротивление пластовой воды.

В общем случае эмпирическая зависимость между относительным сопротивлением P и коэффициентом пористости $K_{п}$ имеет вид

$$P = \frac{a}{K_{п}^m},$$

где a и m – параметры, зависящие от литологического состава и структуры порового пространства.

Для оценки пористости пород на практике используют расчетные и экспериментальные зависимости $P = f(K_p)$, полученные по результатам исследований образцов горных пород (рис.70).

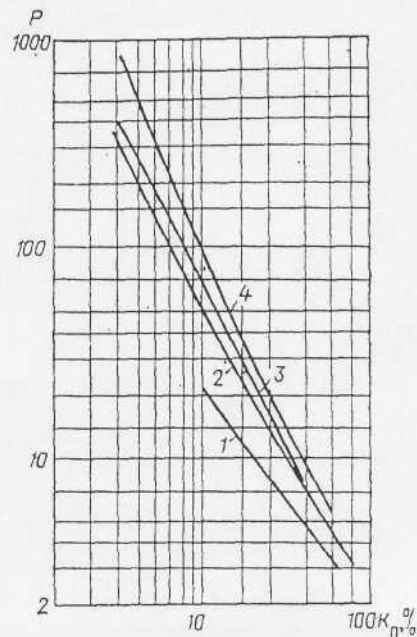


Рис.70. Зависимость относительного сопротивления P от коэффициента пористости K_p для песчано-глинистых пород (по В.Н. Дахнову).

1 – рыхлые пески; 2 – слабосцементированные песчаники; 3 – слабосцементированные песчаники с учетом давления и температуры; 4 – среднесцементированные песчаники

Пропорциональность между удельными сопротивлениями воды и породы, начиная с некоторых значений минерализации насыщающей породу воды, нарушается для глинистых пород.

Удельное электрическое сопротивление нефтегазонасыщенной породы зависит от процентного содержания в порах нефти, газа или воды, минерализации пластовых вод, пористости, структуры порового пространства и т.п.

Содержание воды в нефтегазонасыщенном пласте характеризуется коэффициентом водонасыщенности K_w пласта – отношением объема пор, заполненных водой, к общему объему порового пространства породы.

Отношение объема пор, заполненных нефтью (газом), к общему объему пор, называется коэффициентом нефтенасыщенности K_H (газонасыщенности K_G) пласта. Очевидно, что

$$K_H + K_w = 1, \text{ откуда } K_H = 1 - K_w.$$

Нефтенасыщенность (газонасыщенность) породы оценивают отношением удельного сопротивления породы при ее частичном заполнении нефтью (газом) $\rho_{HП}$ к удельному сопротивлению этой же породы при полном заполнении ее пор водой $\rho_{ВП}$:

$$P_H = \frac{\rho_{HП}}{\rho_{ВП}} = \frac{\rho_{HП}}{P \cdot \rho_w},$$

где P_H – параметр насыщения – коэффициент увеличения электрического сопротивления пласта.

В общем случае между параметром насыщения P_H и коэффициентом водонасыщенности K_w существует обратная степенная зависимость:

$$P_H = \frac{a}{K_w^n} = \frac{a}{(1 - K_H)^n},$$

где a – некоторая постоянная; n – показатель степени, зависящий от литолого-петрографического характера пород и физико-химических свойств нефти, газа и воды.

Зависимость $P_H = f(K_g)$ приведена на рис.71. На практике зависимость $P_H = f(K_g)$ применяют для определения коэффициента нефтенасыщенности пород.

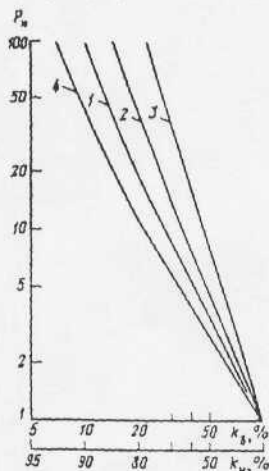


Рис.71. Зависимость параметра насыщения P_H от коэффициентов водонасыщенности k_w и нефтенасыщенности k_o для песчано-глинистых и карбонатных пород (по В.Н. Дахнову).
Породы: 1 – гидрофильные, 2 – слабогидрофильные, 3 – гидрофобные; 4 карбонатные

Для определения удельного сопротивления горных пород, вскрытых скважиной, применяют четырехэлектродную установку АМNB. При измерении удельного сопротивления пород методом КС обычно в скважину на кабеле опускают три электрода АМN или ВАМ, называемых зондом, с установленными заранее расстояниями между ними; четвертый электрод В или N устанавливают на поверхности (рис.72).

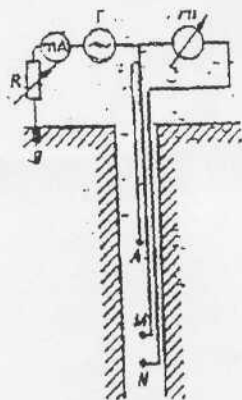


Рис.72. Принципиальная схема измерения кажущегося сопротивления горных пород в скважине обычным зондом.

Г – генератор переменного тока; mA – миллиамперметр; R – реостат; РП – регистрирующий прибор

Через два питающих электрода А и В в породы вводят электрический ток I; между измерительными электродами М и N измеряют разность потенциалов ΔU , пропорциональную току I и удельному сопротивлению ρ . Electrodes are connected to the rock through a clay solution filling the wellbore. Powering of current electrodes А and В from the power block and recording of potential difference ΔU on the recording device are carried out through the wires of the cable.

Для установления связи удельного электрического сопротивления пород с измеряемыми характеристиками электрического поля и размерами зонда рассмотрим электрическое поле точечного источника в однородной изотропной среде.

Пусть в однородной изотропной среде с удельным сопротивлением ρ имеется точечный электрод А, с которого стекает ток силой I. Второй электрод В удален в «бесконечность» и не оказывает влияния на электрическое поле вблизи электрода А (рис.73). Так как среда однородна и

условия для протекания тока от заземления А одинаковы в любом направлении, то токовые линии, исходящие из электрода А, будут прямыми, а эквипотенциальные поверхности — концентрическими сферами с центром в точке А. Определим потенциал в точке М, расположенной на расстоянии $r=AM$ от источника тока I.

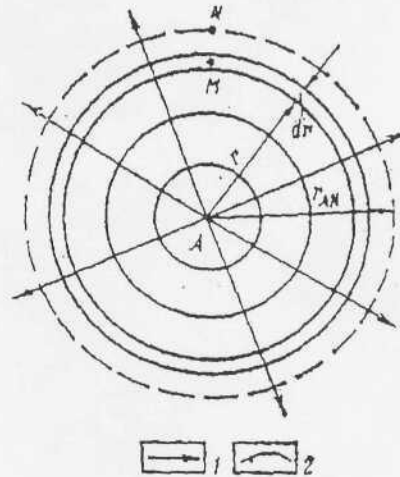


Рис.73. Схема электрического поля точечного источника тока в однородной изотропной среде.
1 — токовые линии; 2 — эквипотенциальные поверхности

Плотность тока в точке М

$$j = \frac{I}{4\pi r^2}.$$

Согласно закону Ома падение напряжения на элементарном участке пути dr

$$-dU = j\rho \cdot dr,$$

откуда получаем

$$-dU = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{dr}{r^2}.$$

Потенциал электрического поля в точке М определится как

$$U_M = \int_r^\infty -dU = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \int_r^\infty \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r} = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{1}{AM}.$$

По аналогии будем иметь выражение для потенциала U_N в точке N, находящейся на расстоянии $r=AN$,

$$U_N = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{1}{AN}.$$

Если считать электроды зонда точечными, то разность потенциалов ΔU_{MN} между его измерительными электродами М и N

$$\Delta U_{MN} = U_M - U_N = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right) = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{MN}{AM \cdot AN},$$

откуда удельное сопротивление однородной изотропной среды

$$\rho = 4\pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = k \frac{\Delta U}{I},$$

где k - коэффициент зонда, зависящий от расстояний между электродами,

$$k = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$$

Выражение для ρ справедливо для вычисления удельного сопротивления изотропной и однородной среды. В действительности же при измерениях в скважине получают кажущееся сопротивление ρ_k , отличающееся от удельного сопротивления ρ_{Π} тем больше, чем больше неоднородность среды.

Результаты измерения кажущегося сопротивления пород в скважине изображают в виде кривой изменения ρ_k по стволу скважины. Пример КС, зарегистрированных градиент-зондом и потенциал-зондом, приведен на рис.74.

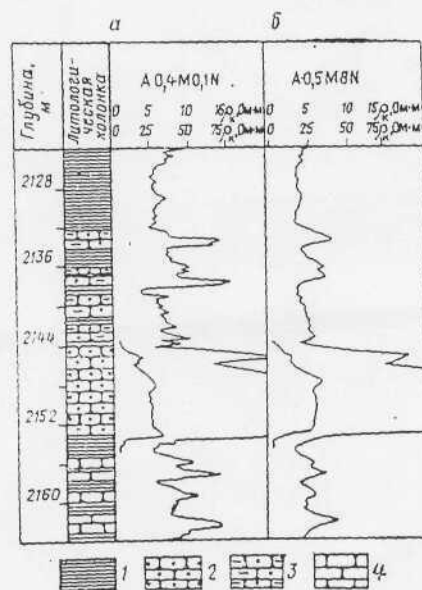


Рис.74. Пример кривых КС, зарегистрированных градиент-зондом (а) и потенциал-зондом (б).

1 – глина; 2 – песчаник нефтеносный, глинистый; 3 – песчаник нефтеносный; 4 – песчаник водоносный

Каротажные зонды различают по результатам измерений – потенциал-зонд и градиент-зонд; по расположению парных электродов (А,В или М,Н) к непарному – последовательный зонд и обращенный зонд; по числу токовых электродов в скважине – однополюсный зонд прямого питания и двух полюсный зонд взаимного питания (рис.75).

Потенциал-зондом называют зонд, у которого расстояние между непарными электродами А и М значительно меньше, чем между парными электродами М и N, А и В.

В потенциал-зондах, используемых на практике, $AM \leq \left(\frac{1}{5} \div \frac{1}{10}\right)MN$ или $MN \geq (5 \div 10)AM$. Расстояние $AM = L_{\Pi Z}$ является размером потенциал-зонда; точку записи ρ_k относят к середине АМ.

Градиент-зондом называют зонд, у которого расстояние между парными электродами М и N или А и В значительно меньше расстояния между парными электродами М и А. Размером градиент-зонда $L_{ГЗ}$ является расстояние между одним из непарных электродов и серединой между парными электродами MN(AB), обозначаемой точкой О; $L_{ГЗ} = AO$. Точка О является и точкой записи градиент-зонда.

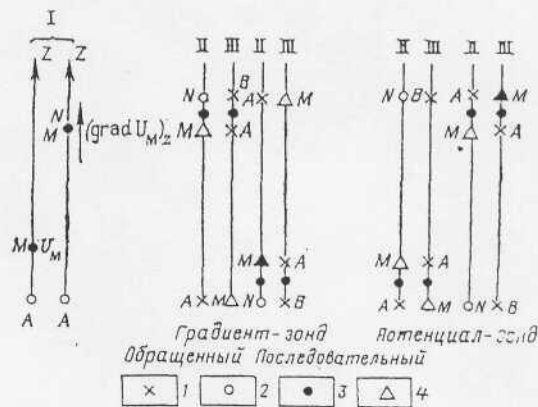


Рис. 75. Схемы зондов.

I – идеальные; II – однополюсные; III – двухполюсные; 1 – токовый электрод; 2 – измерительный электрод; 3 – точка записи КС; 4 – точка записи ПС

Выделение границ пластов высокого сопротивления определяется расположением парных электродов по отношению к непарному. При расположении парных электродов ниже непарного зонд называют последовательным; в этом случае подошва пласта высокого сопротивления отбивается максимумом на кривой ρ_k . При расположении парных электродов выше непарного зонд называют обращенным; в этом случае кровля пласта отбивается максимумом на кривой ρ_k .

Зонд с одним питающим электродом (в скважине) и двумя измерительными называют однополюсным (или зондом прямого питания), зонд с двумя питающими электродами (в скважине) и одним измерительным – двухполюсным (или зондом взаимного питания). На практике в зависимости от схемы комплексирования измерений и ее лучшей помехоустойчивости применяют и однополюсные, и двухполюсные зонды. Зонды обозначены в порядке расположения в скважине электродов сверху вниз с расстоянием между ними в метрах, например: А2.0М0.5N – градиент-зонд, однополюсный, $L=2.25$ м; расстояние между токовым и измерительными электродами соответственно 2 и 2.5 м.

Получаемые в процессе регистрации кривые КС зависят от типа и размера зонда. Поэтому для получения сопоставимых результатов в районе исследований измерения проводят с одним или двумя зондами, называемыми стандартными. Выбор стандартных зондов определяется задачами, стоящими перед геологической службой.

Кривые ρ_k , зарегистрированные стандартными зондами, должны четко расчленять геологический разрез, давать правильное представление об удельном сопротивлении пород и наличии в разрезе продуктивных горизонтов. В качестве стандартных используют градиент-и потенциал-зонды размером $L \approx 2$ м для градиент-зонда и $L \approx 0.5 \div 0.7$ м для потенциал-зонда.

Зонды стандартного каротажа совместно с другими стандартными методами исследования скважин (кавернометрия, ПС, гамма-каротаж) позволяют успешно решать задачи, связанные со структурным и разведочным бурением.

Рассмотрим характерные кривые КС для одиночных однородных пластов высокого и низкого сопротивления при различных соотношениях размера зонда L и мощности пласта h (рис. 76).

а. Пласт высокого сопротивления.

Последовательный градиент-зонд (рис. 76а).

При $h > L$ пласт отмечается асимметричной относительно середины пласта кривой КС. Подошва пласта фиксируется максимумом $\rho_{k, \max}$, кровля – минимумом $\rho_{k, \min}$.

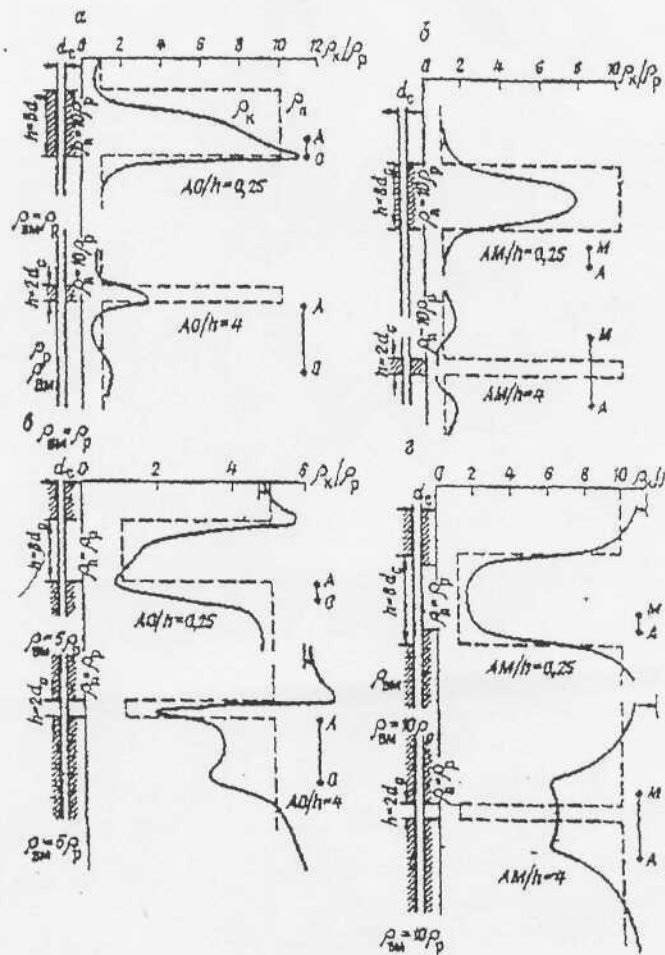


Рис. 76. Кривые КС для однородных пластов разной мощности высокого (а, б) и низкого (в, г) сопротивлений (по С.Г. Комарову).

а, в – последовательный градиент-зонд; б, г – обращенный потенциал-зонд

При $h < L$ пласт характеризуется более сглаженной, но асимметричной относительно середины пласта кривой КС. Ниже пласта на расстоянии, равном L , наблюдается экраный максимум. Выше экранного максимума значение КС ниже сопротивления вмещающих пород $\rho_{\text{вм}}$.

Обращенный градиент-зонд. Кривые, полученные обращенным градиент-зондом, являются зеркальным отображением кривых последовательного градиент-зонда относительно плоскости, проходящей через середину пласта.

Зоны наибольших искажений ρ_k (экранные максимум и минимум) при $h < L$ располагаются над пластом.

Потенциал-зонд. При $h > L$ (рис. 76б) пласт отмечается максимумом $\rho_{k,\text{max}}$, симметричным относительно середины пласта. Выше и ниже пласта на расстоянии $AM/2$ наблюдается увеличение кажущегося сопротивления (экранные максимумы).

б. Пласт низкого сопротивления.

Последовательный градиент-зонд. При $h > L$ (рис. 76в) пласт отмечается асимметричной относительно середины кривой КС. Подошва пласта фиксируется минимумом $\rho_{k,\text{min}}$, а кровля пласта – максимумом $\rho_{k,\text{max}}$. При $h < L$ подошву и кровлю тонкого пласта находят аналогичным образом – по минимуму $\rho_{k,\text{min}}$ и максимуму $\rho_{k,\text{max}}$.

Обращенный градиент-зонд. Кривые, полученные обращенным градиент-зондом при $h > L$ и $h < L$, являются зеркальным отображением кривых последовательного градиент-зонда относительно плоскости, проходящей через середину пласта. Максимум кривой $\rho_{k,max}$ наблюдается против подошвы пласта, минимум кривой $\rho_{k,min}$ - против кровли пласта.

Потенциал-зонд (рис. 76г). При $h > L$ на кривой ρ_k местоположение пласта отмечается симметричным понижением кажущегося сопротивления с четким минимумом $\rho_{k,min}$ против середины пласта. При $h < L$ на кривой ρ_k пласт выделяется так же четко, как и в предыдущем случае. В середине пласта кажущееся сопротивление выше, чем в пластах большой мощности ($h \gg L$), и превосходит удельное сопротивление пласта.

Форма кривых (и величины) кажущихся сопротивлений, зарегистрированных в результате измерений в скважине, значительно сложнее кривых, рассмотренных выше. Это связано с чередованием и неоднородностью различных по мощности пластов низкого и высокого сопротивления, влиянием скважины, глубины проникновения раствора в пласты-коллекторы, неперпендикулярностью оси скважины к плоскостям напластования, типом и длиной зонда, используемого при проведении каротажа КС, и другими причинами. Влияние перечисленных выше факторов на вид кривых кажущегося сопротивления против пачек пластов обуславливается и соотношением между размером зонда, мощностями пропластков, разделяющих пласты, и мощностью H всей пачки.

В качестве примера на рис. 77 изображены кривые КС обращенного (рис. 77 а, в, д) и последовательного (рис. 77 б, г, е) градиент-зондов против пачки тонких пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности.

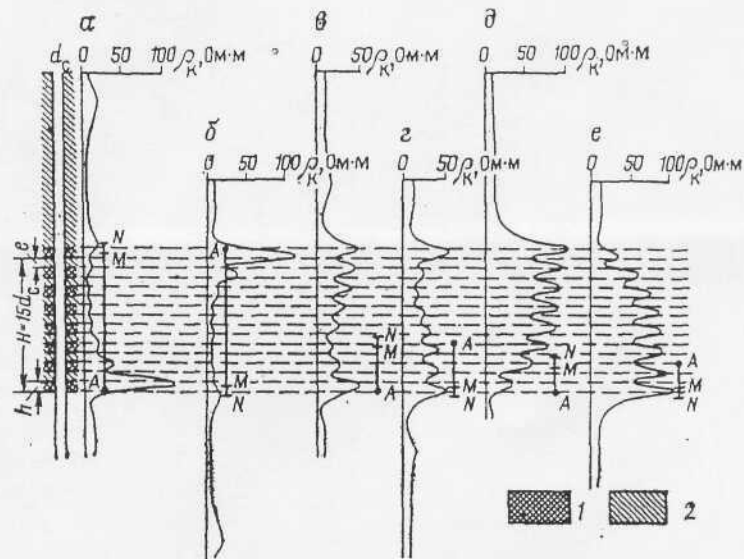


Рис. 77. Кривые КС против пачки тонких пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности (по В.Н. Дахнову).

а, в, д - обращенный градиент-зонд; б, г, е - последовательный градиент-зонд; 1 - пласты бесконечно высокого сопротивления; 2 - вмещающая среда, $\rho_{вм} = \rho_p = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $h=e=d_c$

При наличии пачки, состоящей из многих пластов малой мощности высокого сопротивления, в результате взаимного влияния соседних пластов, обуславливающих характер распределения электрического поля, наблюдаются различные по форме кривые КС и величины ρ_k , что вызывает определенные трудности в выделении границ пластов и отсчета значений ρ_k . Однако для кривых КС, зарегистрированных в скважине, характерны те же особенности, которые присущи рассмотренным выше кривым для одиночных пластов низкого и высокого сопротивлений, что

используется на практике для выделения пластов по удельному сопротивлению и определения их границ и мощностей. Пример фактических кривых КС приведен на рис.74.

На диаграммах ρ_k последовательных градиент-зондов подошву и кровлю пласта высокого сопротивления находят по точкам, расположенным на расстояниях $MN/2$ ($AB/2$) ниже точек $\rho_{k,max}$ и $\rho_{k,min}$.

На диаграммах ρ_k потенциал-зондов подошву и кровлю пласта высокого сопротивления находят по точкам, смещенным на $AM/2$ от начала крутого подъема кривой относительно оси глубин против пласта в сторону вмещающих пород низкого сопротивления.

При $h < L$ точное определение границ пластов малой мощности по диаграммам градиент- и потенциал-зондов затруднительно.

Границы пластов низкого сопротивления являются одновременно кровлей или подошвой пластов высокого сопротивления, и правила их определения по диаграммам градиент- и потенциал-зондов аналогичны.

7.2.1.3. БОКОВОЕ КАРОТАЖНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Основная цель бокового каротажного зондирования (БКЗ) заключается в определении истинного удельного сопротивления пластов ρ_{Π} . Методом БКЗ в продуктивной части разреза в скважине измеряют кажущееся сопротивление пластов несколькими градиент-зондами (реже потенциал-зондами) различной длины. Размер зондов обычно изменяется от 0.4 до 8м. Для исследования продуктивной части разрезов нефтяных и газовых скважин обычно используют следующий комплект последовательных градиент зондов: А0.4М0.1N; А2.0М0.5N; А4.0М0.5N; А8.0М1.0N. сюда включают также один из обращенных градиент-зондов (N0.5M4.0A) служащий для уточнения границ пластов. Радиус исследования зонда тем больше, чем больше его длина. Поэтому комплект зондов охватывает изучаемый участок среды в радиальном направлении от стенки скважины до наиболее удаленного участка (около 8м), слабо подверженного влиянию скважины и зоны проникновения. Одновременно с БКЗ проводят исследования каверномером и резистивиметром для определения удельного сопротивления глинистого раствора ρ_p .

Методика обработки данных БКЗ включает в себя следующие этапы: 1) выделение пласта; 2) построение для него фактической кривой зондирования; 3) сопоставление ее с теоретическими кривыми (палетками) для определения ρ_{Π} .

Пласты выделяют по совокупности всех кривых КС с учетом результатов других методов исследований. По данным измерений кажущегося сопротивления с зондами различной длины на билогарифмическом бланке строят фактическую кривую зондирования интерпретируемого пласта, а именно кривую зависимости кажущегося удельного сопротивления от длины зонда. Величину кажущегося сопротивления отсчитывают по средним, оптимальным или максимальным и минимальным значениям ρ_k , придерживаясь правил, которые определяются отношением мощности пласта к диаметру скважины h/d_c (рис.78). При $\rho_{\Pi} \gg \rho_{BM}$ и $h/d_c > 16 \div 25$, берут кажущееся сопротивление в интервале пласта $h-AO$. Если $h \leq 16d_c$ ($h = 3.2 \div 4.8$ м, d_c меняется в пределах 0.2-0.3м), то снимают $\rho_{k,max}$ при $\rho_{\Pi} > \rho_{BM}$; если $\rho_{\Pi} < \rho_{BM}$, то берут $\rho_{k,min}$.

При значении ρ_{Π} , мало отличающемся от ρ_{BM} , снимают среднее кажущееся сопротивление в интервале залегания пласта.

Построенную по снятым с диаграмм КС значениям ρ_k кривую $\rho_k = f(AO)$, сравнивают с палеточной (теоретической) и получают истинные величины удельного электрического сопротивления пласта ρ_{Π} и зоны проникновения $\rho_{зп}$, определяют диаметр зоны проникновения

фильтрага глинистого раствора D , а также характер проникновения – повышающее удельное сопротивление пласта ($\rho_{3П} > \rho_{П}$), или понижающее ($\rho_{3П} < \rho_{П}$).

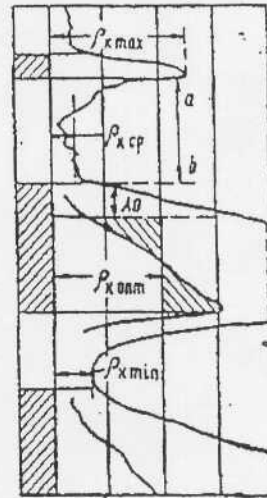


Рис. 78. Отсчет величины кажущегося сопротивления ρ_K в зависимости от отношения h/d_c

7.2.1.4. РЕЗИСТИВИМЕТРИЯ

В процессе интерпретации данных электрического каротажа скважин необходимо знать удельное электрическое сопротивление бурового раствора ρ_p , заполняющего скважину во время исследований. Эти данные получают с помощью приборов, называемых резистивиметрами, которые могут быть скважинными и поверхностными.

Скважинный резистивиметр представляет собой трехэлектродный и четырехэлектродный зонд небольшого размера, смонтированный в специальном кожухе, исключающем влияние стенки скважины на результаты замера ρ_p . Измерения проводят по обычной схеме замера КС: через токовые электроды А и В пропускают ток I , между электродами М и N измеряют разность потенциалов ΔU_{MN} . Удельное электрическое сопротивление раствора рассчитывают по формуле

$$\rho_p = k_p \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{I},$$

где k_p - коэффициент резистивиметра, определяемый экспериментально по результатам замеров в растворах электролита с известными значениями удельных электрических сопротивлений. Данные скважинной резистивиметрии используют также для решения задач, связанных с техническим состоянием ствола скважины и проведением гидрогеологических исследований. Если по тем или иным причинам не удастся непосредственно в скважине измерить ρ_p или требуются специальные исследования проб глинистого раствора, в условиях лаборатории используют поверхностные (лабораторные) резистивиметры. При этом в данные замеров вносят поправку за температуру, соответствующую глубине отбора пробы.

7.2.1.5. МИКРОКАРОТАЖ

Микрокаротаж относится к методам электрического каротажа, использующим установки с малой зоной исследования для детального изучения прискважинной части разреза. Сам микрозонд представляет собой зонд малого размера, электроды которого крепятся на башмаке из изоляционного материала на расстоянии 2.5 см друг от друга. Во избежание влияния скважины на ре-

зультаты измерений башмак прижимают к стенке скважины специальным устройством, которое может быть либо рессорным (рис.79), либо управляемым рычажным, что позволяет башмаку в процессе проведения исследований «скользить» по стенке скважины, реагируя на изменение ее диаметра.

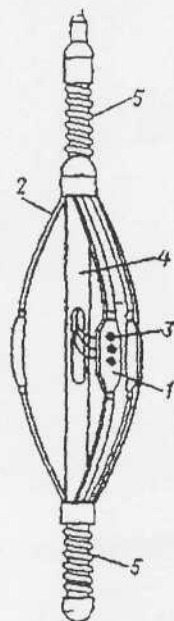


Рис.79. Микрозонд с рессорным прижимным устройством.
1 – башмак; 2 – рессора; 3 – электроды; 4 – корпус; 5 – пружина

В практике геофизических исследований применяют два микрозонда: микроградиент-зонд А0.025М0.025N и микропотенциал-зонд А0.05М (электродом N в данном случае служит корпус прибора). Радиус исследования микроградиент-зондом примерно 3.75см, микропотенциал-зондом – в 2-2.5 раза больше. Точкой записи микроградиент-зонда служит середина расстояния между измерительными электродами, микропотенциал-зонда – электрод М. Кривые микроградиент- и микропотенциал-зондов обычно регистрируются одновременно, поскольку при раздельной записи башмак зонда может занимать неодинаковое положение, что приводит к несопоставимости кривых.

Обычно данные микрозондирования используют для детального расчленения разреза, выделения различных литологических разностей и четкой отбивки их границ, выделения пластов-коллекторов и оценки мощности продуктивных горизонтов, определения пористости и трещиноватости пород.

Так как радиус исследования микроградиент-зондом меньше радиуса исследования микропотенциал-зондом, влияние глинистой корки и глинистого раствора на его показания гораздо значительнее. Показания же микропотенциал-зонда определяются в основном сопротивлениями промытой зоны и пласта.

7.2.1.6. БОКОВОЙ КАРТАЖ

Картаж сопротивления обычными зондами не эффективен в случае тонкослонистого разреза со значительной дифференциацией низкоомных и высокоомных пластов и скважины, заполненной высокоминерализованным глинистым раствором. Из-за утечки тока в низкоомные пласты в первом случае и из-за утечки тока по скважине во втором случае регистрируют кажущиеся сопротивления пород, намного отличающиеся от истинных. Основное отличие бокового картажа от картажа сопротивления с обычными зондами состоит в том, что в рассматриваемом методе осуществляется фокусировка тока, выходящего из центрального электрода, вследствие чего влияние скважины и вмещающих пород сказывается на результатах измерений значительно меньше.

Боковой карттаж (БК) проводят трех-, семи- и девятиэлектродными зондами с автоматической фокусировкой тока.

Трехэлектродный экранированный зонд (рис.80а). Зонд состоит из центрального электрода A_0 и двух цилиндрических удлиненных фокусирующих электродов A_1 и A_2 . Все три электрода разделены между собой изоляционными прокладками и питаются током I одной полярности. Равенство их потенциалов обеспечивается тем, что основной электрод через незначительное сопротивление накоротко соединяется с экранными электродами. Поскольку разность потенциалов между электродами равна нулю, то сила тока вдоль оси скважины на этом интервале также равна нулю. Ток из электрода A_0 распространяется в радиальном направлении перпендикулярно к оси скважины, а не вниз и вверх по скважине во вмещающие, более проводящие породы.

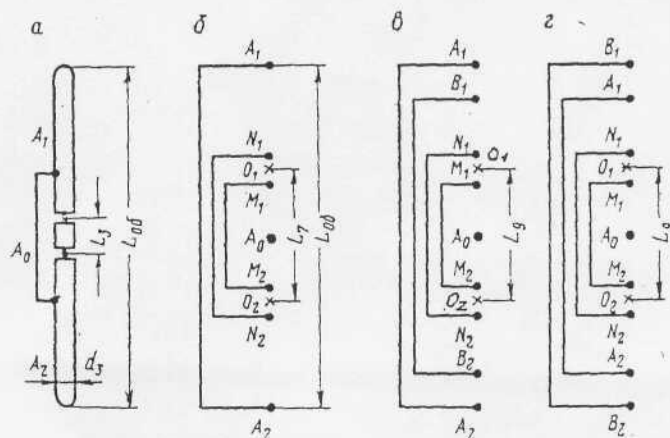


Рис.80. Схемы экранированных зондов БК.

а - трехэлектродный; б - семиэлектродный; в - нормализованный девятиэлектродный; г - псевдо-боковой девятиэлектродный

Разность потенциалов ΔU_{KC} измеряют между центральным электродом и электродом N , удаленным от зонда на значительное расстояние. Кажущееся удельное сопротивление для трехэлектродного экранированного зонда рассчитывают по формуле

$$\rho_K = k \frac{\Delta U_{KC}}{I_0},$$

где I_0 - сила тока, протекающего через центральный электрод A_0 ; k - коэффициент зонда,

$$k = \frac{2.73 \cdot L}{\lg(2L_{об} / d_3)};$$

здесь L - длина основного электрода A_0 ; $L_{об}$ - общая длина зонда; d_3 - диаметр зонда.

Точку записи относят к середине электрода A_0 .

Семиэлектродный экранированный зонд (рис.80б). Зонд состоит из центрального токового электрода A_0 , двух пар следящих электродов M_1, N_1 и M_2, N_2 и одной пары фокусирующих (экранных) электродов A_1 и A_2 . Три пары электродов замкнуты накоротко между собой и расположены симметрично относительно центрального электрода A_0 . Через электрод A_0 пропускают ток I_0 , сохраняемый постоянным по величине в процессе записи кривой. Через экранные зонды A_1 и A_2 пропускают ток, сила которого автоматически регулируется так, что разность потенциалов между следящими электродами M_1, N_1 и M_2, N_2 остается постоянной и практически равной нулю.

Разность потенциалов ΔU_{KC} измеряют между измерительными (следящими) электродами зонда M_1, N_1 (M_2, N_2) и электродом N , расположенным от зонда на далеком расстоянии. Кажущееся сопротивление подсчитывают по формуле

$$\rho_K = k \frac{\Delta U_{KC}}{I_0},$$

где k - коэффициент зонда.

Точку записи относят к центральному электроду A_0 ; за длину зонда принимают расстояние между серединами интервалов M_1, N_1 и M_2, N_2 . Расстояние между серединами экранных электродов называют общим размером зонда $A_1 A_2 = L_{\text{общ}}$, а отношение $\frac{L_{\text{общ}} - L}{L} = q$ - параметром фокусировки зонда.

Девятиэлектродный экранированный зонд. Зонд используют в двух модификациях: нормализованный зонд и псевдобоковой. При расположении экранных электродов B_1 и B_2 между основными экранными электродами A_1, A_2 и измерительными N_1, N_2 электродами радиус исследования девятиэлектродным зондом резко увеличивается по сравнению с семиэлектродным зондом в пластах большой мощности (рис.80в). При псевдобоковом варианте (рис.80г) два дополнительных экранных электрода B_1 и B_2 располагаются с внешней стороны семиэлектродного зонда симметрично относительно центрального электрода A_0 . В результате распределения токовых линий электрода A_0 значительная часть потенциала падает в непосредственной близости от стенки скважины и измеряемое значение ΔU_{KC} зависит в основном от удельного сопротивления близлежащей к стенке скважины части пласта.

Кривые кажущегося сопротивления, зарегистрированные экранированными зондами, симметричны относительно середины пласта и по форме напоминают кривые КС обычных потенциал-зондов.

Границы пластов высокого сопротивления для трехэлектродных зондов определяются по началу максимального возрастания ρ_K . Для многоэлектродных зондов границы таких пластов находят следующим образом: от точек с максимальным градиентом ρ_K (половина высоты аномалии против пласта) в сторону вмещающих пород в масштабе глубин откладывают отрезки, равные расстоянию $A_0 O$.

Для одиночных однородных пластов минимальное в случае пласта низкого сопротивления и максимальное в случае пласта высокого сопротивления ρ_K принимают за значение кажущегося сопротивления, снимаемого с диаграмм. В случае неоднородного пласта берут среднее значение ρ_K .

Данные бокового каротажа используют для детального расчленения геологического разреза, выделения пластов-коллекторов и определения истинных значений сопротивлений пласта и зоны проникновения.

7.2.1.7. ИНДУКЦИОННЫЙ КАРОТАЖ

Индукционный каротаж (ИК) 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 является бесконтактным, т.е. посредством индукционного зонда измеряют проводимость горных пород, не посылая через электроды в них электрический ток. Таким образом, представляется возможность исследовать сухие скважины и скважины, заполненные глинистым раствором, приготовленным на нефтяной основе. Кроме того, индукционные зонды имеют лучшую разрешающую способность по мощности и больший радиус исследования изучаемой среды.

Наиболее простой зонд ИК состоит из генераторной и измерительной катушек, расположенных соосно на расстоянии, равном длине зонда. Через генераторную катушку пропускают переменный ток с частотой несколько десятков килогерц. Создаваемое этим током первичное переменное магнитное поле возбуждает в окружающей среде вихревые токи и вторичное магнитное

поле. Первичное и вторичное магнитные поля индуцируют в измерительной катушке электродвижущую силу E , первичная составляющая E_1 которой компенсируется, а вторичная E_2 регистрируется.

Так как сила тока в генераторной катушке постоянна, наведенная в измерительной катушке ЭДС E_2 будет расти примерно пропорционально удельной электропроводности среды, окружающей зонд:

$$E_2 = \gamma_k \cdot k = \frac{1}{\rho_k} \cdot k,$$

где γ_k и ρ_k - соответственно кажущаяся удельная электропроводность и сопротивление среды, k - коэффициент зонда, зависящий от его длины, параметров катушек и питающего тока.

В современной аппаратуре ИК применяют фокусированные зонды ИК, которые, кроме генераторной и измерительной катушек, содержат дополнительные фокусирующие катушки. Фокусирующие катушки снижают влияние вмещающих пород, скважины и зоны проникновения на показания зонда.

В результате ИК получают кривую кажущейся электропроводности γ_k по скважине, записанную в линейном масштабе в См/м, что соответствует кривой ρ_R в гиперболическом масштабе (рис.81). Начало шкалы γ_k соответствует $\rho_k = \infty$. Кривая ρ_R растянута при низких значениях ρ_R , а при высоких, наоборот, сжата. Благодаря этому, по данным ИК надежно определяется ρ_R пластов низкого сопротивления, а против пород высокого сопротивления кривая сглажена. При $\rho_{\Pi} > 500 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ достоверность данных ИК падает.

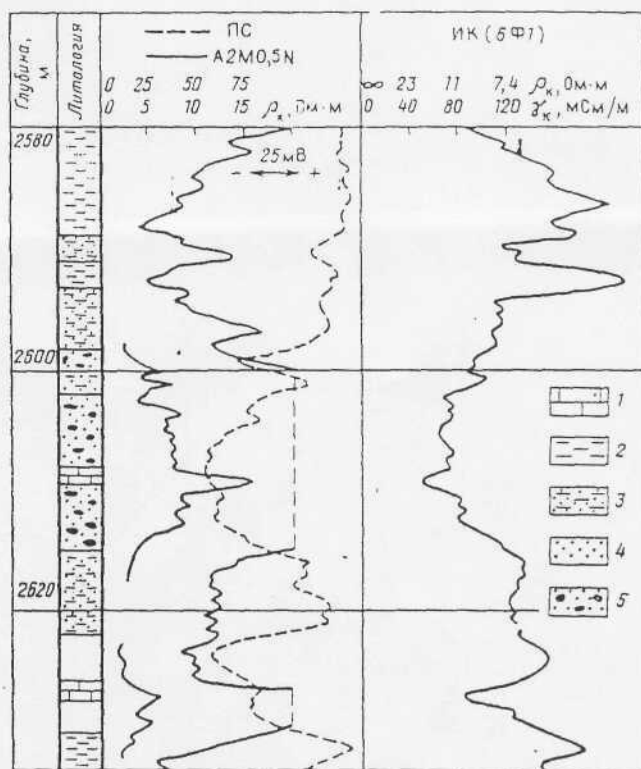


Рис. 81. Кривые ИК и стандартного каротажа в песчано-глинистом разрезе. 1 - известняк; 2 - аргиллит; 3 - алевролит; 4 - песчаник водонасыщенный; 5 - песчаник нефтенасыщенный

При высокой электропроводности среды линейная зависимость между E и γ_K нарушается из-за взаимодействия вихревых токов (так называемого скин-эффекта). При интерпретации данных ИК скин-эффект, а также влияние вмещающих пород, скважины и зоны проникновения исключаются при помощи палеток.

Наилучшие результаты ИК дает в песчано-глинистых разрезах с небольшим удельным сопротивлением пластов ($\rho_{\Pi} < 300 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). В этих условиях, особенно при наличии в разрезе большого числа пластов малой и средней мощности ($h < 6 \text{ м}$), ИК обеспечивает более точную оценку ρ_{Π} , чем БКЗ и БК.

В карбонатных разрезах с высоким удельным сопротивлением пород и при минерализованной промывочной жидкости применение ИК нецелесообразно.

7.2.2. РАДИОАКТИВНЫЙ КАРОТАЖ

Радиоактивный каротаж (РК) основан на измерении характеристик полей корпускулярных излучений в скважинах, возникающих при облучении горных пород внешними источниками или в результате естественной радиоактивности горных пород.

Существенными особенностями всех разновидностей РК являются: небольшая глубина исследований, не превышающая 30 см; возможность исследования разрезов скважин, крепленных обсадной колонной; зависимость результатов главным образом от элементарного состава пород, а не от их структурных особенностей.

7.2.2.1. ГАММА И ГАММА-ГАММА-КАРОТАЖ

Радиоактивный каротаж, основанный на измерении естественной γ -активности горных пород, называют гамма-каротажом (ГК). Схема установки ГК показана на рис. 82а.

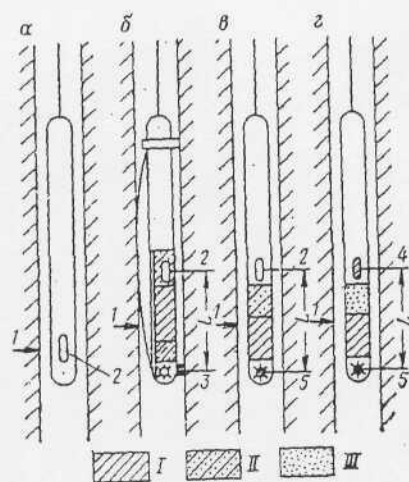


Рис. 82. Схема установок радиоактивного каротажа (по С.Г. Комарову).
 а - ГК; б - ГГК; в - НГК; г - ННК; 1 - точка записи результатов измерений; 2 - индикатор излучения; 3 - источник гаммаизлучения; 4 - индикатор плотности нейтронов; 5 - источник нейтронов; I - стальной экран; II - свинцовый экран; III - парафин

Естественная радиоактивность горных пород обусловлена присутствием в них в основном следующих групп радиоактивных элементов: ^{238}U и продуктов его распада, в том числе ^{226}Ra , ^{232}Th с продуктами распада, а также изотопа ^{40}K . Относительно высокой радиоактивностью характеризуются магматические породы.

Среди осадочных пород малую радиоактивность имеют каменная соль, ангидриты, гипсы, угли, пески, песчаники, известняки. Глины обладают повышенной радиоактивностью, что связано с активной адсорбцией урана и тория за счет большой удельной поверхности глин. Поэтому радиоактивность осадочных пород находится в прямой зависимости от степени их заглинизированности.

Регистрируемая по стволу скважины интенсивность гамма-излучения суммируется из интенсивностей излучения, идущего соответственно от горной породы (I_{γ_n}), глинистого раствора (I_{γ_p}), колонны (I_{γ_k}), и цемента (I_{γ_u}):

$$I_{\gamma_{\text{рег}}} = I_{\gamma_n} + I_{\gamma_p} + I_{\gamma_k} + I_{\gamma_u}$$

Поскольку вклад в $I_{\gamma_{\text{рег}}}$ последних трех слагаемых незначителен, то в общем случае регистрируемая интенсивность гамма-излучения приблизительно пропорциональна радиоактивности горных пород. В связи с тем, что радиус исследования зондом ГК относительно невелик (около 30 см) на показания метода сильное влияние оказывают условия измерения и конструкция скважины. Поэтому при количественной интерпретации данных ГК необходимо вводить соответствующие поправки.

В результате проведения исследований методом ГК получают в заданном масштабе непрерывную кривую изменения радиоактивности пород с глубиной (рис.83). Данные гамма-каротажа в основном используют для литологического расчленения разреза, выделения полезных ископаемых и пород коллекторов, оценки глинистости пород.

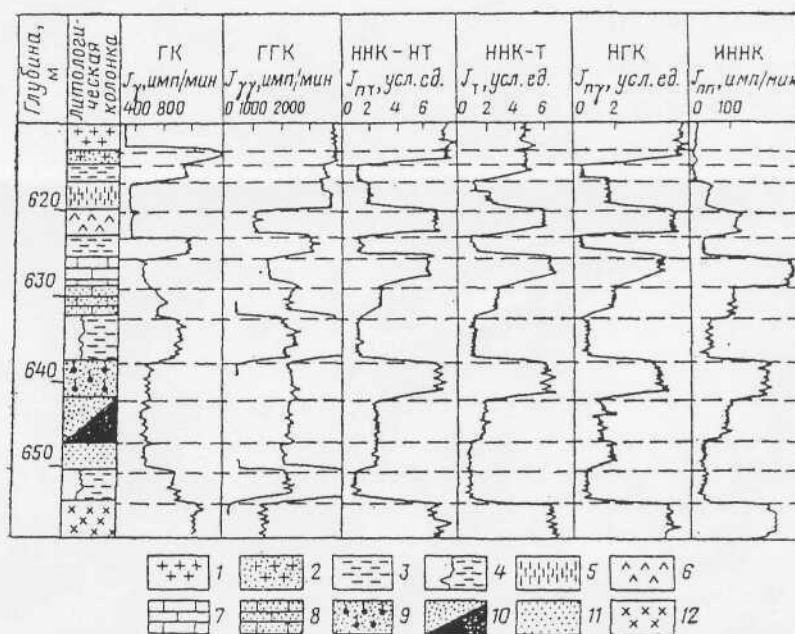


Рис.83. Расчленение разреза горных породами методами радиоактивного каротажа (схематические диаграммы по Р.А. Резванову).

1 – каменная соль; 2 – калийная соль; 3 – глина; 4 – размытый глинистый пласт с каверной; 5 – гипс; 6 – ангидрит; известняк; 7 – плотный, 8 – пористый; песчаник; 9 – газоносный, 10 – нефтеносный; 11 – водоносный, 12 – метаморфизованные породы

Метод гамма-гамма каротажа (ГГК) основан на измерении интенсивности I_{γ} гамма-излучения, рассеянного породой при ее облучении потоком γ -квантов.

Для исследований используют установку, включающую детектор и источник γ -квантов с расположенным между ними экраном (фильтром) из стали и свинца, предохраняющим детектор от прямого γ -излучения источника (рис.82б). Расстояние между источником и центром индикатора L называется размером зонда и в зависимости от целей исследований изменяется в пределах 10-40см.

Интенсивность излучения, регистрируемого при ГГК, зависит от плотности и вещественного состава горных пород и в основном определяется процессами рассеяния и поглощения γ -квантов породой. Испускаемые породой γ -кванты большой энергии претерпевают на пути своего движения несколько актов рассеяния, значительно уменьшают свою энергию и поглощаются в результате фотоэффекта. Как следствие, около источника устанавливается некоторое их распределение («облако»), обусловленное свойствами окружающей среды, ее способностью рассеивать и поглощать γ -кванты. В результате по мере удаления от источника поток рассеянных γ -квантов около детектора, расположенного от источника на довольно значительном расстоянии (около 20см), быстро убывает, особенно с увеличением плотности горной породы и концентрации в ней тяжелых элементов.

В практике геофизических исследований применяют два варианта ГГК: плотностной вариант (ГГК-П) и селективный (ГГК-С).

В варианте ГГК-П породы облучаются потоком жестких γ -квантов с энергией $0.5 \div 2$ МэВ; мягкие γ -кванты с энергией менее 0.2МэВ поглощаются с помощью фильтра. Величина измеряемого в этом случае рассеянного гамма-излучения с энергией более 0.2МэВ будет определяться количеством электронов в единице объема среды :

$$N_e = \frac{Z}{A} N \delta_{\Pi},$$

где Z -заряд ядра; A -атомная масса; N -число Авагадро; δ_{Π} -плотность среды.

В горных породах, представленных в основном легкими элементами, $Z/A \approx 0,5$, откуда $N_e = C \delta_{\Pi}$, где C -некоторая постоянная величина.

Поскольку $N_e \approx \delta_{\Pi}$, показания ГГК-П будут зависеть лишь от плотности среды: чем больше плотность окружающей среды, тем меньше показания ГГК-П, и наоборот. Длина зонда ГГК-П 20-40см.

В варианте ГГК-С применяют источники мягкого излучения, дающие поток γ -квантов с энергией E_{γ} менее 0.3-0.4МэВ, и детекторы, регистрирующие мягкую компоненту с энергией E_{γ} менее 0.2МэВ. Величина измеряемой I_{γ} зависит не только от рассеяния γ -квантов, но в основном от поглощающих свойств окружающей среды, определяемых концентрацией тяжелых элементов. С увеличением их содержания показания I_{γ} снижаются. Длина зонда ГГК-С составляет 10-30см. Метод рассеянного гамма излучения в обоих вариантах имеет малый радиус исследования (10-15см). Поэтому на его показания оказывают большое искажающее влияние условия измерения и конструкция скважин. Это, в первую очередь, изменение диаметра скважины, плотности глинистого раствора, толщина глинистой корки, а также наличие обсадной колонны. С целью уменьшения влияния скважинных условий на получаемые результаты используют приборы специальной конструкции, в частности двухзондовый вариант.

Форма кривых ГГК аналогична кривым ГК. Правила определения границ пластов, учет влияния инерционности аппаратуры такие же, как и при ГК.

Гамма-гамма-каротаж используют для расчленения вскрытой толщи разреза по плотности (рис.80). Минимальными показаниями отличаются наиболее плотные породы – ангидриты, доломиты, слабопористые известняки, средними и высокими показаниями – пористые пески, песчаники, известняки и доломиты, максимальными – угольные пласты и пласты каменной соли.

Плотностной вариант ГГК – один из основных методов, применяемых для оценки пористости горных пород, которые базируются на связи k_{Π} с δ_{Π} .

7.2.2.2. НЕЙТРОННЫЙ КАРТАЖ

При нейтронном каротаже разрезов скважин изучают эффекты взаимодействия потока нейтронов, излучаемых естественными или искусственными источниками быстрых нейтронов, с горной породой. Поскольку нейтроны, являясь электрически нейтральными элементарными частицами, не взаимодействуют с электронными оболочками атомов, вследствие чего их проникающая способность намного выше, чем у других видов излучений. Нейтроны взаимодействуют с ядрами атомов элементов, слагающих породу, испытывая при этом неупругое и упругое рассеяние, а в конечном итоге поглощение (захват) ядрами атомов с испусканием, как правило, γ -квантов.

Эффект взаимодействия нейтрона с ядром зависит от энергии нейтрона, в связи с чем нейтроны подразделяются на быстрые (энергия >100 кэВ), надтепловые (0.05-20кэВ) и тепловые (0.025эВ). Уменьшение энергии (скорости движения) нейтрона за довольно короткий промежуток времени ($10^{-5} - 10^{-6}$ с) происходит в результате упругого и неупругого взаимодействия с ядрами атомов при хаотическом изменении направления его движения. Неупругое рассеяние нейтронов происходит только при взаимодействии быстрых нейтронов, причем нейтроны теряют значительную часть своей энергии, которая расходуется на возбуждение рассеивающих ядер. При их переходе в нормальное состояние излучаются γ -кванты. Процесс упругого рассеяния нейтронов наблюдается при любой энергии нейтронов. При этом акте потеря энергии нейтронами зависит только от массы бомбардируемого ядра: чем меньше масса, тем больше потеря энергии. Максимальная потеря энергии нейтроном на одно соударение происходит в результате взаимодействия с ядрами водорода в следствие соизмеримости их масс. Следовательно, наилучшей замедляющей способностью нейтронов обладают среды с большим водородосодержанием. Таким образом, в результате различных процессов рассеяния нейтронов их энергия уменьшается до тепловой – 0.025эВ. Нейтроны тепловой энергии продолжают двигаться в среде и дальше, рассеиваясь ядрами атомов, но поскольку их энергия соизмерима с энергией теплового движения атомов, нейтроны как бы диффундируют среди последних. Конечным результатом взаимодействия теплового нейтрона с ядрами среды является радиационный захват (поглощение), сопровождаемый вторичным гамма-излучением.

В пористых породах большинство тепловых нейтронов захватывается атомами водорода и хлора, хотя элементный состав породы играет немаловажную роль при литологическом расчленении разреза. Поглощающая способность породы резко возрастает при наличии в ней элементов с высокой активностью в отношении радиационного захвата нейтронов, даже при их незначительном содержании. К ним относятся кадмий, бор, хлор, железо, марганец и др. При решении задач нефтегазовой геологии особое место занимает хлор (поглощающая способность хлора больше, чем у водорода, в 100 раз) – основной элемент соли NaCl, определяющий минерализацию пластовых вод.

Методами нейтронного каротажа скважин исследуют пространственное распределение плотности надтепловых n_{HT} и тепловых n_T нейтронов и изучают эффект радиационного захвата тепловых нейтронов ядрами различных элементов, обуславливающий возникновение вызванного (вторичного) гамма-излучения.

При нейтрон-нейтронном каротаже по надтепловым (ННК-НТ) и тепловым (ННК-Т) нейтронам измеряют плотность надтепловых и тепловых нейтронов по разрезу скважины при заданном расстоянии индикатора от источника нейтронов (рис.82г). Расстояние от источника до средней точки индикатора L называется длиной зонда. Поскольку водородосодержание пород определяется в основном их пористостью, оба метода используют для выделения коллекторов и оценки их пористости. Показания ННК-НТ характеризуются водородосодержанием среды, а показания ННК-Т не только водородосодержанием, но и наличием элементов с аномально высокими поглощающими свойствами, в первую очередь хлора. Глубинность исследований методом в зависимости от водородосодержания пород составляет 20-30см.

Схематические диаграммы ННК-НТ и ННК-Т изображены на рис.83 .

7.2.2.3. НЕЙТРОННЫЙ ГАММА-КАРОТАЖ

Нейтронный гамма-каротаж (НГК) заключается в регистрации вторичного (вызванного) гамма-излучения, образующегося в результате поглощения тепловых нейтронов ядрами элементов, слагающих породу. Регистрируется гамма-излучение посредством индикатора, расположенного на определенном расстоянии от источника нейтронов L , называемом длиной зонда (рис.82в). Интенсивность вторичного гамма-излучения определяется плотностью тепловых нейтронов и зависит от замедляющих свойств горной породы, т.е. от их водородосодержания и наличия элементов с высоким сечением захвата нейтронов. На показания НГК большое влияние оказывают условия измерения – толщина глинистой корки, цемента, колонны. С увеличением линейных размеров перечисленных выше сред снижается величина регистрируемой интенсивности. В связи с незначительным радиусом исследования на чувствительность НГК влияет размер зоны проникновения, с увеличением которой чувствительность НГК к присутствию хлора и газа в горных породах резко падает.

При импульсном нейтронном каротаже (ИНК) породу облучают импульсным (прерывистым) потоком быстрых нейтронов с помощью импульсного источника (генератора) нейтронов. Генератор испускает нейтроны периодически с частотой $1-10^3$ раз в 1с в течение короткого интервала времени ΔT - от $1 \div 2$ до $100 \div 200$ мкс (рис.84). В промежутках между облучениями в специально вбраванные интервалы времени Δt измеряют плотность тепловых нейтронов (ИННК) или интенсивность гамма-излучения радиационного захвата (ИНГК). Так как интенсивность гамма-излучения пропорциональна плотности тепловых нейтронов, основные характеристики измеряемых полей излучения при импульсном нейтрон-нейтронном каротаже (ИННК) и импульсном нейтронном гамма-каротаже (ИНГК) близки.

Преимущество импульсного нейтронного каротажа перед стационарными (ННК-НТ, ННК-Т и НГК) – меньшее влияние скважины на результаты измерений и большая чувствительность к содержанию элементов, сильно поглощающих нейтроны.

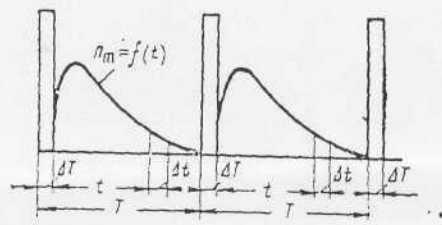


Рис.84. Принцип измерения импульсным нейтрон-нейтронным каротажем

Нейтронный активационный каротаж (НАК) основан на измерении гамма-излучения искусственных радиоактивных ядер, возникающих при облучении пород потоком нейтронов. При захвате нейтронов ядра некоторых элементов становятся радиоактивными и образуются искусственные радиоактивные изотопы элементов. Эти радиоактивные изотопы становятся источниками гамма-излучения с присущими им периодами полураспада.

Методика проведения исследований сводится к регистрации гамма-излучения (I_{γ_0}) путем точечных замеров при полураспаде изотопа больше 5-10мин либо путем непрерывной регистрации кривых (гамма-активационный каротаж при полураспаде меньше 5-10мин). При интерпретации диаграмм $I_{\gamma_{оп}}$ чистый эффект I_{γ_a} вычисляют по формуле:

$$I_{\gamma_a} = I_{\gamma_{оп}} - I_{\gamma}$$

вычитая из регистрируемого значения $I_{\gamma_{оп}}$ интенсивность естественного гамма-излучения I_{γ} .

Для изучаемых интервалов разреза составляют графики $I_{\gamma_a} = f(t)$, характеризующие экспонен-

циальный спад во времени величины I_{γ_a} . Анализируя графики $I_{\gamma_a} = f(t)$, определяют концентрацию в породе активированных атомов и общее содержание атомов изучаемого элемента.

Метод НАК применяют в нефтяной промышленности, при поисках руд и других видов минерального сырья. В нефтяных скважинах методом НАК устанавливают положение водонефтяного контакта, измеряя I_{γ_a} активации хлора, натрия или ванадия.

Метод меченых атомов (ММА) предназначен для контроля за различными проводимыми в скважинах работами и используется в двух модификациях: метод разноактивных изотопов и метод элементов с аномальными нейтронными свойствами.

В первом варианте, предварительно регистрировав кривую естественного гамма-излучения, в скважину закачивают жидкость, активированную радиоактивными веществами, дающими гамма-излучение. После проведения необходимых операций повторно регистрируют интенсивность гамма-излучения. Сравнивая результаты замеров, делают вывод о распределении радиоактивного вещества в скважине и в около скважинном пространстве, что позволяет решить те или иные геологические и технические задачи. В качестве радиоактивных веществ используют изотопы, дающие жесткое гамма-излучение, хорошо растворяющиеся в жидкости и характеризующиеся небольшим периодом полураспада.

Во втором варианте в закачиваемую в скважину жидкость добавляют элементы, обладающие аномальными нейтронными характеристиками: большим сечением захвата тепловых нейтронов σ_3 и высокой эмиссирующей способностью γ -квантов. После промывки скважины проводят НК-Т или НК-Г.

На практике обе модификации ММА применяют для решения геологических задач, связанных с выделением в разрезе скважин пластов коллекторов, их расчленением по нефте- и водонасыщению, определением в разрезе поглощающих пластов, а также задач по контролю за техническим состоянием скважин- определение высоты подъема цементного кольца в затрубном пространстве, определение мест повреждения обсадных труб и затрубной циркуляции жидкости и др.

7.2.3. АКУСТИЧЕСКИЙ КАРТАЖ

Акустическим каротажем (АК) называют методы определения упругих свойств горных пород, слагающих разрезы скважин, по наблюдениям за распространением в них упругих волн. При АК определяют интервальную или пластовую скорость для маломощных пластов (от 0.5 м и более) с использованием частот порядка 10-100 кГц. Рассмотрим основные принципы измерения при АК.

В скважине, заполненной промывочной жидкостью, возбуждают упругие колебания, которые после прохождения их через горные породы фиксируются на некотором расстоянии от источника возбуждения колебаний. Возбуждение и регистрацию упругих колебаний осуществляют посредством акустического каротажного зонда, находящегося в скважине, и наземной аппаратуры, соединенных между собой кабелем. Основные типы зондов — двухэлементный, используемый в аппаратуре акустического контроля цементирования скважины, и трехэлементный, применяемый в аппаратуре акустического каротажа по скорости и затуханию. Трехэлементный зонд содержит один излучатель I и два приемника Π_1 и Π_2 , расположенных по одну сторону от излучателя (рис. 85), или же два излучателя и приемник, находящийся на некотором расстоянии от них. Расстояние между двумя сближенными элементами называется базой зонда S , расстояние от средней точки между сближенными элементами до удаленного элемента называется длиной акустического зонда L . На практике база зонда изменяется от 0.3 до 0.5 м, длина зонда — от 1.5 до 2 м.

Для измерения скорости головной продольной волны регистрируют времена ее вступления t_1 и t_2 на первом и втором приемниках и определяют разность времен $\Delta t = t_2 - t_1$. Разница в пути, пройденном волной до первого и второго приемников, будет равна базе зонда S , так как

путь пробега волны в скважине одинаков для сигналов, поступающих в оба приемника (при отсутствии каверн). Скорость распространения продольной головной волны

$$V_p = \frac{S}{(t_2 - t_1)},$$

время пробега на единицу длины

$$\Delta t = \frac{t_2 - t_1}{S}.$$

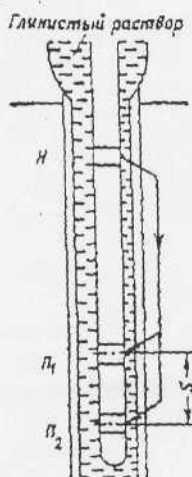


Рис. 85. Трехэлементный акустический каротажный зонд.

И — излучатель; П₁ и П₂ — приемники; S — база зонда

Регистрируемая скорость V_p называется интервальной или пластовой скоростью. Кроме того, оба приемника регистрируют сумму амплитуд всех колебаний импульса приходящей головной волны или максимальную из амплитуд в импульсе колебаний. Интервал измерения амплитуд составляет 120-150 мкс.

В современной геофизической аппаратуре акустического каротажа используется способ непрерывной регистрации интервального времени Δt пробега и ослабления продольной головной волны. На регистрирующий прибор поступают напряжения, пропорциональные: 1) t_1 и t_2 — временам распространения упругих колебаний между приемником и излучателями (ближним и дальним); 2) Δt — интервальному времени распространения головной продольной волны; 3) A_1 и A_2 — относительным амплитудам упругих колебаний головной продольной волны от ближнего и дальнего излучателей; 4) $\lg A_1 - \lg A_2 = \lg(A_1/A_2)$ — логарифму отношения амплитуд, выраженному коэффициентом ее ослабления $\alpha_{AK} = \frac{1}{S} 20 \lg \frac{A_1}{A_2}$. Все перечисленные величины регистрируются в аналоговой форме. Результаты измерений относят к середине расстояния между излучателями и приемником для кривых t_1, t_2, A_1, A_2 и к середине базы S для кривых Δt и $\lg(A_1/A_2) - \alpha_{AK}$.

Данные акустического каротажа в комплексе с другими геофизическими исследованиями используют для литологического расчленения разрезов скважин, выделения пластов-коллекторов и —определения их пористости, а также для интерпретации результатов сейсморазведки.

На поглощение упругих волн значительно влияет структура порового пространства пород. Особенно сильное затухание волн наблюдается в трещинных и кавернозных породах, что является одним из основных признаков выделения такого типа коллекторов по данным акустического каротажа в карбонатном разрезе (рис. 86).

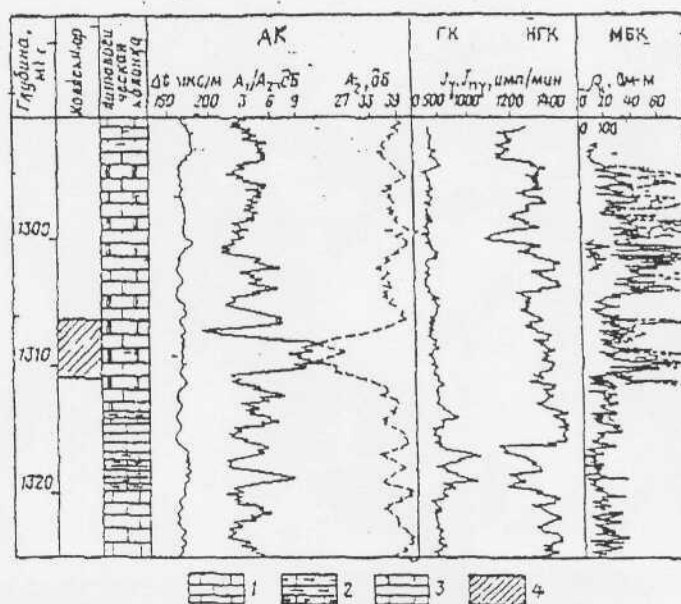


Рис.86. Пример выделения трещинного карбонатного коллектора
1 – известняк; 2 – глинистый известняк; 3 – доломит; 4 – трещинный коллектор

7.2.4. ТЕРМОМЕТРИЯ СКВАЖИН

Термометрия скважин включает метод естественного теплового поля (геотермию) и метод искусственного теплового поля.

Методом естественного теплового поля изучают распределение температур, обусловленных естественным глубинным тепловым полем Земли и естественными тепловыми полями местного происхождения, возникающими в связи с различными физико-химическими и термодинамическими процессами, протекающими в самих породах и на границах их соприкосновения с окружающей средой.

В процессе изучения измеряют геотермический градиент Γ :

$$\Gamma = \frac{dt}{dz} = q\xi,$$

где q – плотность теплового потока; ξ – удельное тепловое сопротивление пород на данной глубине. При геотермии скважин с установившимся тепловым режимом распределения температуры в стволе скважины и окружающих ее породах определяется удельной теплопроводностью пород λ или величиной, ей обратной, – удельным тепловым сопротивлением пород ξ .

Удельное тепловое сопротивление пород зависит от плотности, пористости, типа флюида, насыщающего поровое пространство, структуры пород и других факторов. Например, породы-коллекторы при одинаковой пористости имеют минимальные значения ξ при их насыщении водой и максимальным при насыщении газом. С уменьшением пористости и увеличением плотности тепловое сопротивление пород уменьшается. В результате геотермических исследований получают геотермограмму, по которой определяют геотермический градиент Γ в данном районе (рис.87). Изменение геотермического градиента (при $q=\text{const}$) связано с тепловым сопротивлением пород, что позволяет выполнить литологическое расчленение разреза по изменению угла наклона участков геотермограммы α против различных литолого-петрографических разностей. Зная плотность теплового потока в одних и тех же литологических отложениях, вскрытых скважинами на части отдельного региона, можно судить о тектонике отложений не вскрытых скважинами.

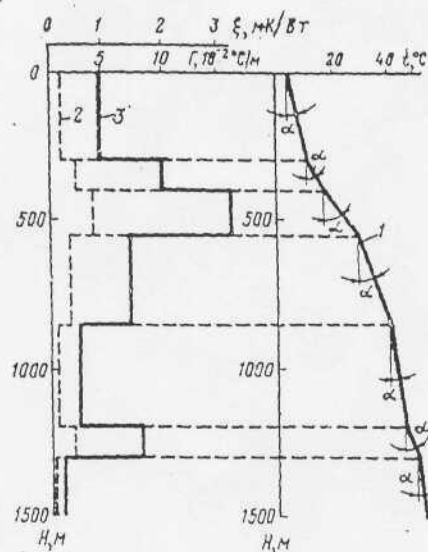


Рис.87. Геотермограмма 1 и графики изменения геотермического градиента 2 и теплового сопротивления 3 пород (по В.Н. Дахнову)

Проведение геотермии в скважинах требует особой подготовки скважин к исследованиям. Эти требования состоят в обеспечении условий установившегося теплового режима, когда глинистый раствор в скважине воспринял температуру окружающих пород. Время выдержки скважины при подготовке к исследованиям составляет для глубоких скважин 10-20 суток, для структурных скважин – 2-3 суток.

Метод искусственного теплового поля основан на изучении распределения во времени теплового поля, искусственно созданного в скважине. Основную роль при рассмотрении искусственных тепловых полей и интерпретации полученных термограмм играет теплопроводность горных пород α . Исследования выполняют в скважинах с неустановившимся тепловым режимом. Измеряемым параметром может быть как температура флюида, заполняющего скважину, так и разность между температурой флюида в скважине и ее значением, зарегистрированным при отсутствии искусственного теплового поля.

Искусственное тепловое поле в скважине может быть создано путем ее заполнения глинистым раствором с температурой, отличающейся от температуры вскрытых отложений. Изменения температуры глинистого раствора во времени будет происходить за счет теплообмена между раствором и породами, обладающими различными теплопроводностью и удельным тепловым сопротивлением. Если температура раствора t_p меньше температуры пласта ($t_p < t_n$), породы с высокой теплопроводностью (низкое значение ξ) отметятся на термограммах пониженными аномалиями по сравнению с породами, обладающими низкой теплопроводностью (высокое значение ξ).

При $t_p > t_n$ будет наблюдаться обратная картина.

Метод искусственного теплового поля с успехом используют для контроля за техническим состоянием скважин и при контроле за разработкой месторождений для определения продуктивности отдельных горизонтов и характера изменения их температуры.

7.2.5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохимические методы исследования скважин относятся к прямым методам изучения геологического разреза скважин.

Геохимические методы включают в себя газовый каротаж в процессе бурения и после бурения и исследования шлама. В процессе проведения газового каротажа проводится и механический каротаж, определяющий продолжительность и скорость бурения скважин.

Газовый каротаж в процессе бурения основан на изучении физическими методами содержания и состава углеводородных газов и битумов в промывочной жидкости. При вскрытии нефтегазосодержащего пласта газ из разработанной породы поступает на забое скважины в промывочную жидкость. Обогащенная газом порция промывочной жидкости поднимается благодаря циркуляции на устье скважины и поступает в желоб, где с помощью непрерывно действующего дегазатора из нее извлекают газовую смесь. Последнюю подвергают суммарному и компонентному анализу и определяют объемные концентрации углеводородов (метан, этан, бутан и др.) и их суммарное содержание. Эти величины, а также производные от них параметры регистрируют в виде непрерывной кривой по мере бурения скважины.

При регистрации газопоказаний глинистого раствора необходима точная привязка данных, полученных на устье скважины, к истинной глубине залегания продуктивного пласта.

Газовый каротаж после бурения основан на анализе газосодержания глинистого раствора, который обогатился газообразными углеводородами во время остановки бурения. Обогащение глинистого раствора газообразными углеводородами из продуктивных пластов происходит в результате процессов диффузии. Процессы диффузии газов весьма медленны и могут наблюдаться лишь при проведении газового каротажа после бурения скважины в результате длительного периода соприкосновения столба глинистого раствора, заполняющего скважину, с нефтяной или газовой залежью.

В комплекс газового каротажа входит отбор и исследование шлама с маркировкой порций по глубине. По результатам описания шлама строят затем литологический разрез скважины в принятых условных обозначениях.

Важнейшим параметром, характеризующим режим бурения скважины, является продолжительность бурения 1 м скважины или обратная ей величина – скорость бурения. Измерение скорости бурения скважины называют механическим каротажем. Продолжительность бурения существенно зависит от применяемого бурильного инструмента и режима бурения, однако по относительному изменению t можно расчленять разрез скважины по степени сцементирования пород. Кривая t хорошо коррелируется с кривыми КС, ПС, и ГК, что важно для совмещения по глубине данных газового и других видов каротажа.

7.2.6. МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ ЗА ТЕХНИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ СКВАЖИН

7.2.6.1. ИНКЛИНОМЕТРИЯ

Для контроля за искривлением скважины используют метод инклинометрии, который позволяет контролировать положение оси скважины по замерам угла отклонения оси от вертикали δ (зенитный угол наклона скважины) и азимута скважины φ (магнитный азимут наклона оси скважины), определяемого углом между направлением на магнитный север C_M и проекцией оси скважины на горизонтальную плоскость (рис. 88а, б), взятой в сторону увеличения ее глубины.

Замеры δ и φ выполняют приборами, называемыми инклинометрами. Для определения зенитного угла наклона скважины применяется отвес или уровень жидкости, положение которых отмечается при измерении, а для определения магнитного азимута используется магнитная стрелка.

Однако при наличии в разрезе магнитных пород, а также в обсаженных железными трубами скважинах измерения таким инклинометром проводить нельзя. В этих случаях искривление скважины определяют с помощью гироскопического инклинометра, основной элемент которого – гироскоп – быстро вращающийся ротор, имеющий три степени свободы. Он может поворачиваться вокруг трех взаимноперпендикулярных осей, пересекающихся в центре его тяжести. При вращении гироскопа его ось сохраняет стабильное положение в пространстве и служит ориентиром для определения наклона оси скважины.

В настоящее время измерения инклинометром проводят дискретно, в отдельных точках, интервал между которыми установлен 25м при обычном и 10м при наклонно направленном бурении. Результаты инклинометрии оформляют в виде проекций оси скважины на горизонтальную (рис.88в) и вертикальную плоскости.

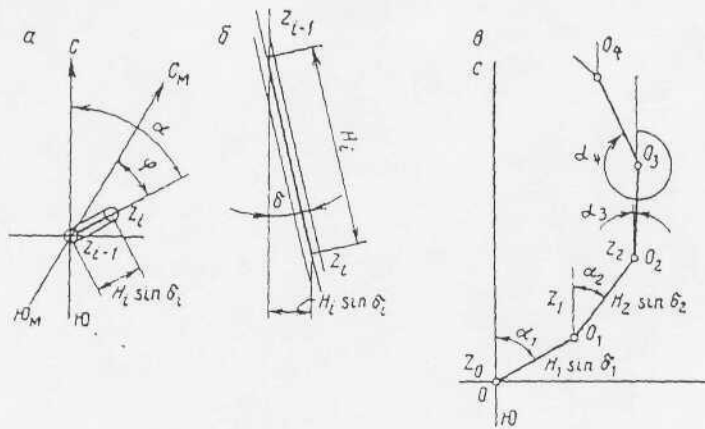


Рис.88. Проекция участка ствола скважины на горизонтальную плоскость (а), участок скважины в вертикальной плоскости (б) и построение горизонтальной проекции оси скважины (в)

7.2.6.2. НАКЛОНОМЕТРИЯ И КАВЕРНОМЕТРИЯ

При изучении геологического строения района необходимо знать характер залегания пластов. Это особенно важно для районов с крупными тектоническими нарушениями и большими углами падения пластов. Наклонное относительно осей скважины залегание пластов наблюдается также при исследовании наклонно направленных скважин, и оно должно учитываться при интерпретации данных ГИС.

Залегание пласта, как известно, характеризуется его простиранием и падением. Направление и угол падения пластов могут быть определены по геологическим данным, в частности по ориентированному керну. Однако этот метод неточен, да и отбор керна довольно сложное и дорогое мероприятие. Поэтому перспективен способ определения элементов залегания пластов по данным наклонметрии с помощью пластового наклонмера.

Пластовый наклонмер – сложный комплексный прибор, состоящий из трех датчиков, инклинометра и каверномера. Датчики расположены друг относительно друга под углом 120° в плоскости, перпендикулярной оси прибора, на одинаковом от нее расстоянии. Датчики должны обеспечивать максимальную дифференциацию разреза скважины, поэтому их выполняют обычно в виде установок бокового микрокаротажа.

С помощью инклинометра определяют искривление скважины и азимут основного датчика и одновременно проводят запись трех кривых идентичными датчиками. В случае применения зондов бокового микрокаротажа это будут кривые кажущегося сопротивления. При пересечении границы раздела двух пластов с разными электрическими свойствами на кривых отмечаются характерные отклонения, смещенные друг относительно друга.

Фактический диаметр скважины d_c изменяется по стволу и отличается от номинального диаметра d_n долота (коронки), которым она бурилась. При этом наблюдается как уменьшение, так и увеличение его, иногда значительное (каверны). Поперечное сечение скважины может существенно отличаться от круга за счет образования желобов.

Данные о фактическом диаметре скважины необходимы для интерпретации данных ГИС, при подготовке к спуску обсадной колонны и подготовке скважины к цементированию, а профиль скважины необходимо знать для выявления желобов с целью предотвращения аварий при бурении.

Для регистрации кривой изменения диаметра скважины по ее стволу, называемой кавернограммой, применяют каверномер. Имеются каверномеры нескольких типов, различающиеся системой рычагов и способом преобразования их перемещения в электрические сигналы.

Одним из типов каверномеров для исследования глубоких скважин является каверномер с четырьмя измерительными рычагами, имеющими длинные 1 и короткие 2 плечи (рис.89). Мощная пружина 3 отжимает измерительные рычаги к стенке скважины 7. Изменение положения длинного плеча измерительного рычага при увеличении или уменьшении диаметра передается через кулачок короткого плеча на шток 6, который связан посредством металлического тросика с ползунком 5 омического датчика 4. Тросик, проходя через все четыре штока, передает перемещение каждого рычага на омический датчик, питаемый с поверхности. Напряжение, снимаемое с датчика и пропорциональное изменению диаметра скважины, передается на поверхность и записывается регистрирующим прибором.

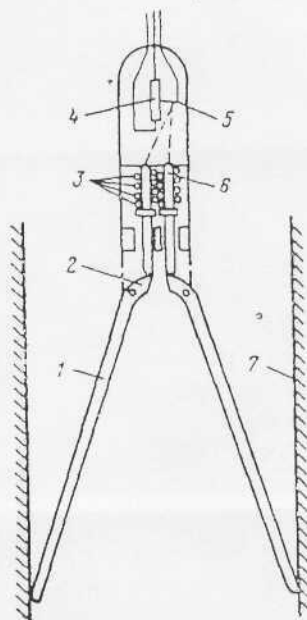


Рис.89. Схема конструкции рычажного каверномера

При детальном исследовании разрезов скважин с целью выделения пород-коллекторов принимают микрокаверномеры и коркомеры, дающие возможность измерять толщину глинистой корки.

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

При проведении детальном исследовании применяют профилемер «Спрут», по точечным измерениям которого строят более полный профиль сечения ствола скважины и определяют его ориентацию (рис.90). Для контроля за состоянием обсадных металлических колонн используют скважинные трубные профиломеры, записывающие шесть профилограмм.

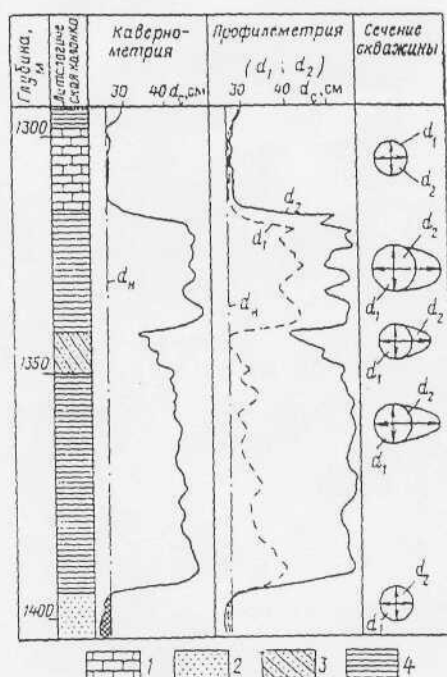


Рис.90. Пример исследования участка ствола скважины каверномером и профилемерами СКП-1 и «Спрут» (по Е.М. Петецкому).
1-плотный известняк; 2-песчаник; 3-алевролит; 4-глина

7.2.6.3. КОНТРОЛЬ ЦЕМЕНТИРОВАНИЯ СКВАЖИН

С целью разобщения отдельных пластов, устранения перетоков флюидов из пласта в пласт, а также для повышения эффективности контроля за разработкой месторождения выполняют цементирование затрубного пространства скважины между обсадной колонной и стенкой скважины. Качество цементирования затрубного пространства определяется высотой подъема цемента (до проектируемого уровня), равномерным заполнением затрубного пространства цементом и степенью сцепления цемента с колонной и породой. Цементирование скважины контролируют методами термометрии, гамма-гамма-каротажа, акустического каротажа и метода меченых атомов.

Метод термометрии позволяет установить границу подъема цемента и его наличие в затрубном пространстве. Использование термометра основано на протекании экзотермической реакции в процессе затвердевания цемента. Зацементированный интервал отмечается резким увеличением температуры на фоне ее постепенного увеличения с глубиной (рис.91а).

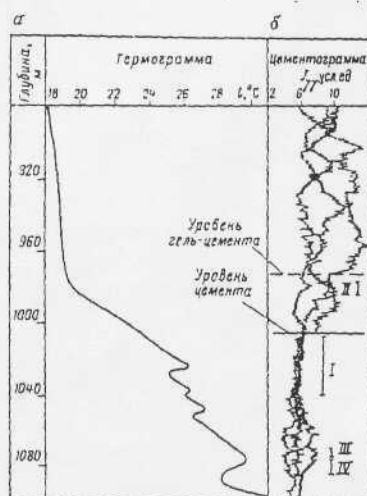


Рис.91. Определение уровней подъема цемента и качества цементирования обсадной колонны в скважине по данным термометрии (а) и гамма-гамма-каротажа (б) (по Е.И. Леонтьеву)

Гамма-гамма-каротаж позволяет установить не только высоту подъема цемента в затрубном пространстве, но определить и степень его заполнения с одновременной фиксацией эксцентриситета колонны. Основан на принципе регистрации рассеянного гамма-излучения при прохождении гамма-квантов через среду различной плотности.

Для регистрации цементограмм используют одноканальную, трехканальную и четырехканальную аппаратуру, позволяющую получать одну, три или четыре кривых I_{γ} , центры индикаторов которых соответствуют определенным азимутам. Так центры трехканальной аппаратуры расположены через 120° по окружности. Зарегистрированные таким прибором кривые интерпретируются следующим образом (рис.91б). Совпадение трех кривых с низким уровнем I_{γ} указывает на полное заполнение затрубного пространства цементом при центрированном положении колонны (участок I на рис.91б). Расхождение кривых указывает на смещение колонны к стенке скважины (участки II, III на рис.91б). Превышение показаний I_{γ} третьей кривой в колонне по отношению интенсивностей двух других при центрированном положении колонны свидетельствует о несплошной или односторонней заливке цементом по сечению скважины. Расхождение всех трех кривых (участок IV на рис.91б) указывает на наличие эксцентриситета колонны или одностороннюю заливку цемента, а в случае высокого уровня регистрации I_{γ} - и на полное отсутствие цемента в затрубном пространстве.

Акустический каротаж используют для определения высоты подъема цемента и характера сцепления цемента с породой и колонной по изменению амплитуды преломленной продольной волны, распространяющейся по обсадной колонне, и времени распространения упругих колебаний.

Качество цементирования скважины оценивают по регистрируемым параметрам, включающим амплитуду продольной волны в колонне A_R , амплитуду продольной волны в породе A_P , время распространения продольной волны по породе T , а также по дешифрированию фотографий волновых картин. За основу берут изменение амплитуды продольной волны в колонне A_R (трубной волны).

Принцип интерпретации заключается в следующем (рис.92). При отсутствии цемента в затрубном пространстве наблюдается максимальное увеличение амплитуды трубной волны A_R и минимальное затухание сигнала

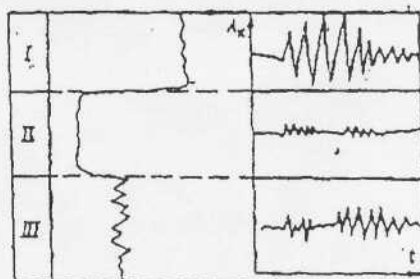


Рис.92. Определение качества цементирования обсадной колонны в скважине по данным акустического цементомера

(участок I на рис.92), поскольку поглощение энергии упругих колебаний остальной колонной мало. При качественном цементатже, т.е. хорошей связи цемента с колонной и породой, регистрируется наибольшее уменьшение амплитуды A_R и максимальное затухание сигнала (участок II на рис.92). Частичное заполнение затрубного пространства цементом, отсутствие хорошего сцепления цемента с породой и колонной характеризуется средними величинами изменения амплитуды A_R и затухания сигнала (участок III на рис.92).

7.2.6.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТ ПРИТОКОВ И ЗАТРУБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

Притоки жидкости в ствол скважины и ее затрубная циркуляция происходят вследствие нарушения герметичности цементного камня в затрубном пространстве и колонне. Для определения мест притоков воды в скважину и интервалов затрубной циркуляции применяют методы электрического каротажа, термометрии и меченых атомов. Местоположение притока жидкости в скважину определяется путем понижения или повышения давления столба жидкости в скважине (способ оттартивания или способ продавливания). Благодаря отличию сопротивления и температуры пластовых вод от сопротивления и температуры глинистого раствора, заполняющего скважину, зона притока определяется резким изменением сопротивления и температуры, приуроченным к глубине местоположения притока. Методически регистрируют несколько кривых ρ_p и t при различных давлениях столба глинистого раствора в скважине (рис.93). Для измерения электрического удельного сопротивления жидкости используют резистивиметры, а температуры — термометр.

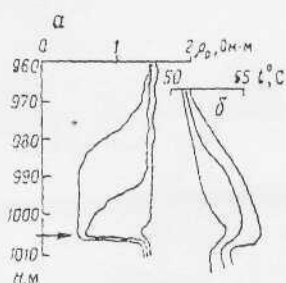


Рис.93. Определение местоположения притоков вод в скважину методами резистивиметрии (а) и термометрии (б)

Для определения интервалов затрубной циркуляции применяют в основном также метод термометрии. Метод основан на изучении теплообмена между водами, циркулирующими за колонной, и раствором в скважине. В результате интенсивного теплообмена между водами и раствором на регистрируемой термограмме интервал затрубной циркуляции отличается довольно постоянной температурой глинистого раствора.

Метод меченых атомов используют при наличии выхода циркулирующих вод в скважину. В этом случае в скважину закачивают раствор, активированный радиоактивными изотопами, под давлением, превышающим давление притока вод из затрубного пространства. После этого скважину промывают и регистрируют кривую ГК. Интервал затрубной циркуляции вод пластами, поглощающими активированный раствор, отличается повышенной интенсивностью I_γ на кривой гамма-каротажа.

8. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Все геофизические исследования можно разделить на технологические и целевые. Под технологическими комплексами понимают группу геофизических методов, объединенных общностью условий проведения измерений - в космосе, в воздухе, на поверхности Земли, на море, под землей.

Целевые комплексы определяются общностью решаемых задач: геологическое картирование, изучение земной коры, поиски полезных ископаемых, инженерная, экологическая геофизика и т.д.

Общие принципы комплексирования геофизических методов направлены, прежде всего, на устранение неоднозначности решения обратной задачи геофизики.

Простейшим примером комплексирования геофизических данных при изучении Земли или других планет, является сопоставление данных, полученных разными геофизическими методами. Так, используя известное уравнение Пуассона можно совместно рассмотреть магнитные и гравитационные аномалии. Если источник для магнитных и гравитационных аномалий один и тот же, например, тело кристаллического фундамента магнитно и плотное, - аномалии совпадут. На рис.94 показаны обе аномалии на один и тот же участок в условиях Русской плиты, что свидетельствует о наличии интрузии ультраосновных пород.

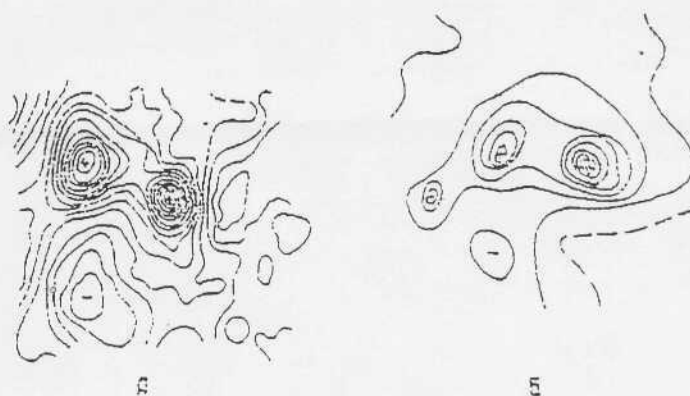


Рис.94. Схема гравитационной (А) и магнитной (Б) аномалий одного из участков Пачелмско-Саратовского авлакогена

Между тем определение природы геофизических аномалий является сложной задачей в силу эквивалентности решения обратной задачи геофизики. Эквивалентность проявляется в том, что различные по размерам и глубинам залегания геологические тела могут создавать одинаковые по форме, размерам и интенсивности аномалии. Поэтому для достоверной интерпретации геофизических аномалий необходимо комплексировать геологические, геофизические, геохимические данные. Простейшим приемом комплексирования является качественная интерпретация - сопоставление данных по принципу суперпозиции, о чем говорилось в предыдущих разделах пособия. При этом надо иметь в виду не только комплексирование данных разных геолого-геофизических методов, но и внутриметодных данных, например, наземных, скважинных, подземных, космических исследований или различных трансформант того или иного геофизического поля. Эффективность комплексной интерпретации повышается при использовании буровых данных и прямых определений вещества горных пород, слагающего планеты.

На рис. 95 показаны результаты внутри методного комплексирования электроразведки ЗСБ и МТЗ, позволившего снять ограничения по глубинности исследований ЗСБ и существенно улучшить корреляцию кривых МТЗ, соответствующих нижним интервалам изучаемого разреза.

Методы суммирования геофизических данных основаны на том, что аномалии полей состоят из двух частей: полезной составляющей и помехи. Если для полезных аномалий различных полей известен хотя бы их знак, то можно их суммировать. По мере увеличения числа параметров, участвующих в анализе, полезные эффекты будут увеличиваться, а помехи гаситься.

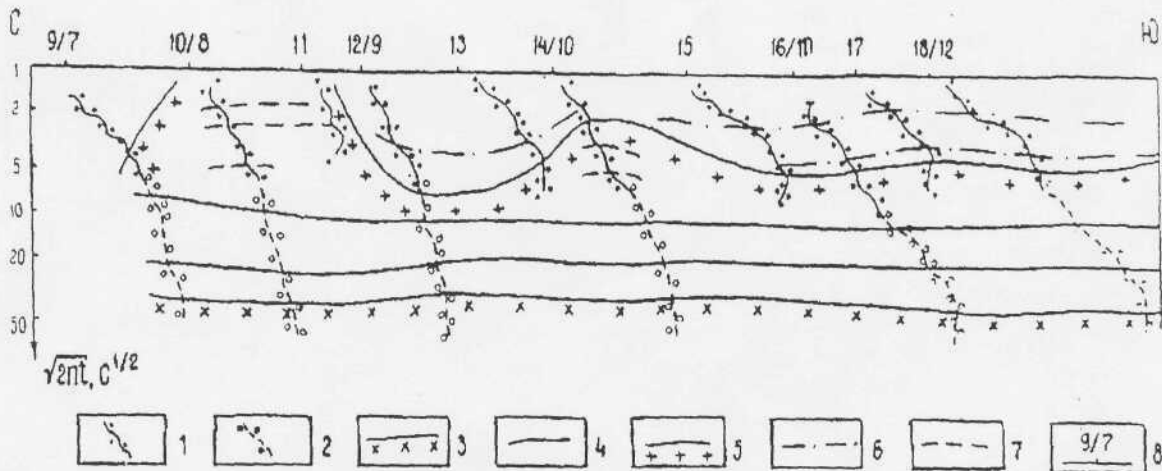


Рис. 95 Результаты применения комплекса электроразведочных методов ЗСБ-МТЗ.

1- кривая S_k по ЗСБ, 2- кривая S_k по МТЗ, 3- поверхность кристаллического фундамента, 4- границы проводящих комплексов в отложениях подсолевого палеозоя, 5- поверхность сульфатно-галогенно-карбонатных отложений нижней перми, 6- границы геоэлектрических горизонтов в надсолевых отложениях, 7- кровля внутрисолевых проводящих отложений, 8- точки ЗСБ-МТЗ (в числителе номер ЗСБ, в знаменателе – МТЗ).

В результате комплексные искомые аномалии будут более контрастными, чем аномалии по отдельным методам. Простейшим примером является метод синхронного накопления сигналов, согласно которому происходит выигрыш отношения сигнал/помеха в \sqrt{n} , где n - число накоплений.

Простой способ оценки эффективности основан на расчете объема информации, предложенный Шаубом. Способ предусматривает суммирование по точкам определения данных величины

$$i_n = \frac{y_n}{\Delta y},$$

где y_n - значение измеренного поля, Δy - средне квадратическая ошибка измерений.

Клушин И.Г. использует в качестве критерия информативности отношение

$$\Delta I = \log_2 \frac{P(A_j / B_i)}{P(A_j / \bar{B}_i)},$$

где ΔI - информативность параметра; A_j - измеренный каким-либо методом признак; B_i - поисковый объект; $P(A_j / B_i), P(A_j / \bar{B}_i)$ - условные вероятности появления признака A_j при наличии или отсутствии объекта B_i .

Используются и другие критерии оценки информативности данных: И.И. Бермана, Г.С. Вахромеева, Шеннона и др. Все они направлены на выбор рационального комплекса и оценки его эффективности.

Наиболее распространенным способом комплексирования данных является физико-геологическое моделирование.

В геофизике применяют физическое, аналоговое и математическое моделирование.

Физическое отличается тем, что в процессе исследования сохраняется физическая природа явления, но в меньших масштабах, чем реальная среда (например, горных пород земной коры). Примером физического моделирования может быть исследование на переменном и постоянном токе в условиях ванны, заполненной тем или иным веществом; исследование процесса возникновения и распространения упругих колебаний (волн) в средах, имитирующих реальные геологические условия и т.п. (В.В. Бродовой).

Аналоговое моделирование предусматривает различные аналогии - электромеханические, электрогидродинамические; аналогии между магнитными и электрическими полями и т.п.

Математическое моделирование основано на описании физического явления математическими уравнениями, на решении прямых и обратных задач геофизики. Это позволяет получать геологическую модель, наиболее приближенную к реальной среде.

Полученная в результате математического моделирования физико-геологическая модель (ФГМ) объединяет частные модели, составленные по результатам отдельных геофизических методов - гравиразведки, магниторазведки и т.д. По определению В.В. Бродового ФГМ - обобщенное и формализованное представление об основных геологических и физических характеристиках изучаемой среды, максимально приближенной к реальным условиям и соответствующее фундаментальным знаниям об объекте.

Модель является средством изучения состава и строения разреза, протекающих в земной коре процессов. Интерпретация физико-геологической модели предполагает установление связи глубинного строения земной коры с объектами и процессами приповерхностными, являющимися предметом изучения геолога практика.

При геолого-геофизическом моделировании устанавливаются принципиальные связи между геологическими телами и вызываемыми ими геофизическими полями. Эти связи лежат в основе расчета ожидаемых аномальных эффектов (сейсмического, гравитационного, магнитного и др.), что позволяет корректировать представления о реальных причинах наблюдаемых геофизических полей, сформулировать выводы о возможной форме, размерах, структуре, условиях залегания; о петрофизических характеристиках геологических тел.

Построение ФГМ осуществляется в соответствии с принципами аналогии, корреляции, обратной связи (В.Н. Страхов, В.М. Бондаренко, А.А. Никитин). Принцип аналогии состоит в том, что выбор модели объекта исследований производится на основе данных, полученных на объектах (или в районах) со сходными геолого-геофизическими условиями. Принцип корреляции заключается в использовании для параметризации модели регрессивных зависимостей параметров, физических свойств разреза и наблюдаемых физических полей. Принцип обратной связи состоит в использовании результатов обработки и интерпретации материалов экспериментальных исследований для совершенствования и корректировки модели. Методологическая сторона его находит отражение в известной формуле: от модели к объекту и от объекта вновь к модели. Эффективность моделирования заключается в совместном истолковании всей геолого-геофизической информации в рамках единого, общего подхода к решению задачи.

Под моделью в общем геологическом понимании подразумевается любой образ какого-либо объекта, процесса или явления. В геофизике примером может служить понятие возмущающего объекта, формирующего аномалии того или иного физического поля. Это понятие положено в основу расчета ожидаемых аномальных эффектов и помогает корректировать представления о реальных причинах наблюдаемых геофизических полей.

Диалектически обобщая в количественной мере разные стороны исследуемого геологического объекта, ФГМ непосредственно способствует реализации системного подхода, выработке и использованию критериев оптимальности и фактической автоматизации процессов сбора, обработки и интерпретации комплексной геолого-геофизической информации.

Обобщенный характер ФГМ обусловлен тем, что ее параметры отражают некоторые усредненные свойства множества возможных и, примерно, равноценных вариантов модулируемых объектов. Действительно, наделение элементов модели некоторыми типичными, например, средними значениями физических и геометрических параметров автоматически подразумевает обобщение совокупности особенностей реальных геологических объектов и наблюдаемых физических полей. Уровень обобщения информации или, иначе, степень детализации элементов модели, зависит от ряда факторов: характера и количества априорной информации, распределения физических свойств геологических элементов модели, размеров физических неоднородностей, условий их залегания.

При прочих равных условиях с уменьшением информации о моделируемом объекте, более обобщенной и грубой становится ФГМ. В этом случае избыточная детализация модели создает только иллюзию ее точности при одновременно низкой достоверности. При формировании ФГМ предпочтительны пусть более скудные, но более разнообразные сведения о геометрии и физических свойствах объекта, известных по данным различных методов: бурения, геофизики, геохимии и др. Это позволяет учесть изменчивость параметров ФГМ и приводит к построению

более надежных моделей, чем при использовании большего объема информации, но полученной по данным лишь одного метода.

В зависимости от задач создаются модели разного уровня аппроксимации (обобщения) реальных объектов. Невозможно создать единую модель, которая с одной стороны отвечала бы объективной реальности, а с другой стороны - требованиям, предъявляемым к ней в зависимости от конкретных задач исследований. Однако, любая частная модель должна быть привязана к исходной концептуальной геологической модели.

Использование при моделировании одновременно двух и более геофизических методов обуславливается тем, что для одного геофизического метода может быть представлено несколько моделей, для которых решение прямой задачи геофизики дает близкие результаты. Эта неоднозначность может быть исключена или существенно снижена в процессе построения согласованной (комплексной) модели.

Фундаментальным направлением в геологии вообще и в геофизике, в частности, является изучение связи вещественных характеристик разреза с физическими параметрами горных пород. Это приобретает важнейшее значение при составлении петрофизических моделей - основы формирования ФГМ. При геофизическом моделировании основными характеристиками являются литология, форма, размеры, глубина залегания объектов и физические свойства - плотность, электрическое сопротивление (проводимость), скорость распространения упругих волн, намагниченность (магнитная восприимчивость), ядерно-физические и другие свойства горных пород.

Физико-геологические модели широко используются для аналитического вычисления геофизических полей, которые сопоставляются с наблюдаемыми (измеренными) при их геологической интерпретации. Следует подчеркнуть, что при этом открывается возможность разделить геофизическое поле на отдельные его компоненты, отвечающие тем или иным геологическим неоднородностям и выделить полезную и мешающую информацию.

Геологическое истолкование геофизических моделей может осуществляться двумя путями. Первый - интерпретация отдельных геофизических моделей, независимо от остальных - гравитационной, сейсмической, магнитной и др. В этом случае частные модели рассматриваются самостоятельно, дополняя информацию о строении земной коры, полученную независимо по данным того или иного геофизического метода. Результатом интерпретации является создание моделей первого приближения. Это убедительно показали В.Б. Бурьянов, В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, С.Н. Кулик, И.М. Логвинов, В.Н. Шуман - 1987г.

Второй путь предусматривает построение обобщенной ФГМ на основе совместного анализа всей имеющейся геологической, геофизической, геохимической информации. Результатом интерпретации является создание гипотезы о строении земной коры и деталей геологического разреза. Соответствие модели реальной среде определяется наличием априорных данных бурения и ГИС. Поэтому достоверность результатов исследования земной коры по геофизическим моделям, надежность интерпретации геофизических данных выше при втором подходе, т.е. при комплексном анализе всех имеющихся геофизических моделей. Особое значение при этом приобретает решение обратных задач геофизики методом подбора, например по алгоритму И.Г. Булаха.

Комплексирование геофизических методов можно показать на примере изучения строения земной коры, хотя принципиальный подход может относиться и к изучению других планет.

Задачами исследований являются:

- изучение глубинного строения;
- геотектоническое районирование;
- установление связи глубинных и приповерхностных структур;
- выявление закономерностей размещения полезных ископаемых.

Предпосылками применения комплекса геофизических исследований являются:

- плотностные неоднородности в слоях, слагающих пласты;
- дифференциация вещества слоев по магнитным свойствам;
- скоростная характеристика распространения упругих волн, которая изменяется скачкообразно при переходе от слоя к слою;
- изменение электромагнитных характеристик в зависимости от состава вещества, слагающего слои планет, температуры (разогрева) слоев;
- изменения теплового поля.

Для изучения строения Земли и других планет применяют четыре технологических геофизических комплекса методов: спутниковую геофизику, аэрогеофизику, наземную и скважинную (ГИС).

Основными видами космических исследований являются: космофотосъемка; телевизионная съемка; инфракрасная, гравитационная, магнитная и электромагнитная съемки.

Аэросъемка наиболее успешно применяется в магнитометрии и электрометрии.

Наземные и скважинные геофизические исследования как и на других планетах занимают ведущее положение, так как дают наибольшую информацию по сравнению с дистанционными.

Комплексирование данных разных приемов покажем на следующих примерах.

Спутниковая геофизика позволяет выделять основные линейные элементы поверхности планеты (глубинные разломы, разрывные нарушения), выделять кольцевые структуры, складчатые системы, вулканизм.

Аэромагнитная съемка вместе с аэрометрической позволяет выделять металлогенические зоны. Аналогичные задачи может решать аэроэлектромагнитная съемка.

Наземные и скважинные геофизические исследования, включающие все методы: гравитационно-магнитно-электро-сейсморазведку и другие, проводятся для решения многочисленных задач изучения строения вещества планет.

Одним из приемов комплексирования данных геофизических исследований является корреляционный, регрессионный анализ, устанавливающий тесноту связи между различными параметрами (например, между физическими свойствами горных пород или между различными геофизическими полями).

Зависимость, при которой изменение одной величины вызывает изменение распределения другой, называется статистической (стохастической). При этом различают корреляцию - установление существования взаимосвязи между двумя (или более) случайными величинами и оценивают тесноту связи и регрессию - установление характера (формы) зависимости между величинами x и y и возможность оценки x через y .

Оценка тесноты связи производится путем расчета коэффициента корреляции, определяющего и степень взаимосвязи между случайными величинами x и y . Под регрессией понимают сглаживание экспериментальной зависимости по методу наименьших квадратов (МНК), согласно которому сумма квадратов отклонений экспериментальных данных y_i от сглаживающей функции обращается в минимум:

$$\sum_{i=1}^n [(y_i - f(x_i))^2] \rightarrow \min.$$

Простейшей регрессией является линейная регрессия между величинами x и y :

$$y = a_0 + a_1 x$$

или нелинейная:

$$y_x = a_0 + a_1 x + a_2 x^2,$$

где a_0, a_1, a_2 - коэффициенты регрессии.

В качестве примера можно привести параболическую регрессию, связывающую плотность горных пород « $\sigma_{г.п.}$ » и пластовую скорость распространения упругих колебаний V_p

$$\sigma_{г.п.} = a_0 + a_1 V_p + a_2 V_p^2.$$

Для пород мезозойского возраста Нижнего Поволжья, например,

$$\sigma_{г.п.} = 1.90 + 0.12 V_p + 0.002 V_p^2.$$

При применении корреляционных методов условно можно выделить два класса задач. Первый охватывает задачи корреляционного анализа зависимостей между геологическими, геофизическими параметрами на некотором эталонном пространстве с целью описания заданной там геологической характеристики, например, глубины до некоторого объекта « h », через набор геофизических параметров $y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$, определенных с некоторой точностью ϵ . В результате составляется оператор « A », при помощи которого « h » может быть описана « y » с точностью « ϵ »

$$h = Ay.$$

Второй класс задач корреляционных методов связан с прогнозированием геологической характеристики $h_{пр.}$. По геофизическим аномалиям

$$y_{пр.} = (y_{пр.1}, y_{пр.2}, \dots, y_{пр.n})$$

на основе изученных между ними корреляционных зависимостей на эталоне и установленной по принципу аналогий возможности их использования на прогнозной территории. Принцип аналогий заключается в том, что однородные в геологическом отношении территории характеризуются

однотипными связями между геолого-геофизическими параметрами. Надежность прогноза геологических характеристик при этом обеспечивается при следующих условиях принципа аналогий.

1. Эталонная и прогнозная территории принадлежат одному геоструктурному региону, что обеспечивается анализом эталонных данных.

2. Должен быть выполнен независимый контроль оператора « ϵ_k » составленного на эталонной территории. Оценка оператора ϵ_k , вычисленная на контрольной выборке, дает точность прогноза. Прогнозная ошибка определяется по максимуму из ошибки на эталонной выборке « ϵ_k »

$$\epsilon_{пр.} = \max(\epsilon_z \cdot \epsilon_k).$$

3. Пределы изменения значений геолого-геофизических параметров на прогнозном территории должны совпадать с границами эталонов для обеспечения точности прогноза.

Подробно корреляционный анализ геофизических полей изложен в работах М.С. Жданова, В.И. Шрайбмана и А.А. Никитина.

Для комплексной интерпретации геофизических данных широко используют математические методы и способы статистической обработки многомерных данных (многомерный анализ).

Подробно изложить их в пособии не имеет смысла, так как оно рассчитано на первокурсников, не имеющих пока необходимой математической подготовки. Поэтому приведем лишь простейший пример, характеризующий результаты применения одного из методов распознавания образов - дискриминантного анализа. Суть метода состоит в следующем.

Имеется некоторое множество объектов, каждый из которых характеризуется набором признаков X_1, X_2, \dots, X_m , число которых равно « m », так что каждый объект характеризуется m -

мерным вектором « X ».

Объекты множества принадлежат двум различным классам, причем для каждого объекта известно, к какому классу он принадлежит. В пределах каждого класса известны законы распределения признаков X_1, X_2, \dots, X_m . Задача состоит в том, чтобы найти некоторую

дискриминантную (разделяющую) функцию $\Phi(X)$, которая принимала бы положительные значения на объектах одного класса и отрицательные - на объектах другого класса. Тогда, изучив какой-либо новый объект, имеющий ту же природу, о котором известно, к какому классу он принадлежит, и подставив измеренные на нем значения признаков X_1, X_2, \dots, X_m в уравнение

дискриминантной функции $\Phi(X)$, мы по знаку функции можем установить к какому из двух классов принадлежит объект.

Дискриминантный анализ может быть применен и в том случае, когда объекты относятся не к двум, а к большему числу групп.

Подводя итог вопросу комплексирования геолого-геофизических данных отметим, что основным требованием комплексирования данных геофизики является достаточная изученность всех полей - сейсмического, гравитационного, и других. Точность отдельных методов и полнота комплекса имеет решающее значение при решении всего многообразия задач, стоящих перед геофизикой.

9. РЕШЕНИЕ НЕТРАДИЦИОННЫХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

В предыдущих разделах рассмотрены краткие основы прикладной геофизики, включающие характеристику естественных и искусственных физических полей, сведения о физических свойствах горных пород, методические приемы ведения полевых исследований и интерпретации результатов наблюдений. Приведены примеры при решении задач по изучению геологического строения Земной коры и поискам полезных ископаемых.

Данный раздел посвящен решению нетрадиционных, неклассических задач методами геофизики, в области экологии, медицины, археологии и т. д. В последнее время внимание геофизиков привлекают проблемы влияния физических полей, как искусственных, так и естественных на среду обитания и условия жизнедеятельности человека. В связи с этим в настоящее время развивается новое направление - экологическая геофизика.

Экологическая геофизика - это научно-прикладной раздел геофизики, предназначенный для решения разнообразных экологических задач и дающий объективную физическую информацию для различных дисциплин экологического профиля.

Круг задач экологической геофизики достаточно широк и хорошо изучен. Экологические проблемы давно являются предметом исследований как фундаментальной, так и прикладной науки. Примером может служить изучение землетрясений, создание методов по их прогнозу или, например, исследование временных закономерностей магнитотеллурического поля, влияющего на здоровье человека и оказывающего негативное действие на космическую-, радио- и теле связь, на результаты электроразведочных работ с искусственно возбуждаемыми полями.

Раздел экологической геофизики, предназначенной для изучения влияния естественных и искусственных полей на здоровье людей, называется медицинской геофизикой. Корни медицинской геофизики уходят глубоко в прошлое. Однако, фактически, медицинская геофизика сформировалась в XX веке, когда были научно обоснованы воздействия физических полей на сложные биохимические процессы в организме человека и, как следствие этого, влияние физических полей на здоровье человека. Накопленный опыт изучения источников физического воздействия на людей, длительности и интенсивности этих воздействий позволили разработать санитарные нормы воздействия физических полей, превышение которых может вызвать различные заболевания (таблица 16).

Основным среди естественных электромагнитных полей является геомагнитное поле вариаций. На рис. 96 приведены данные А. Л. Чижевского, иллюстрирующие зависимость состояния человека от напряженности геомагнитного поля.

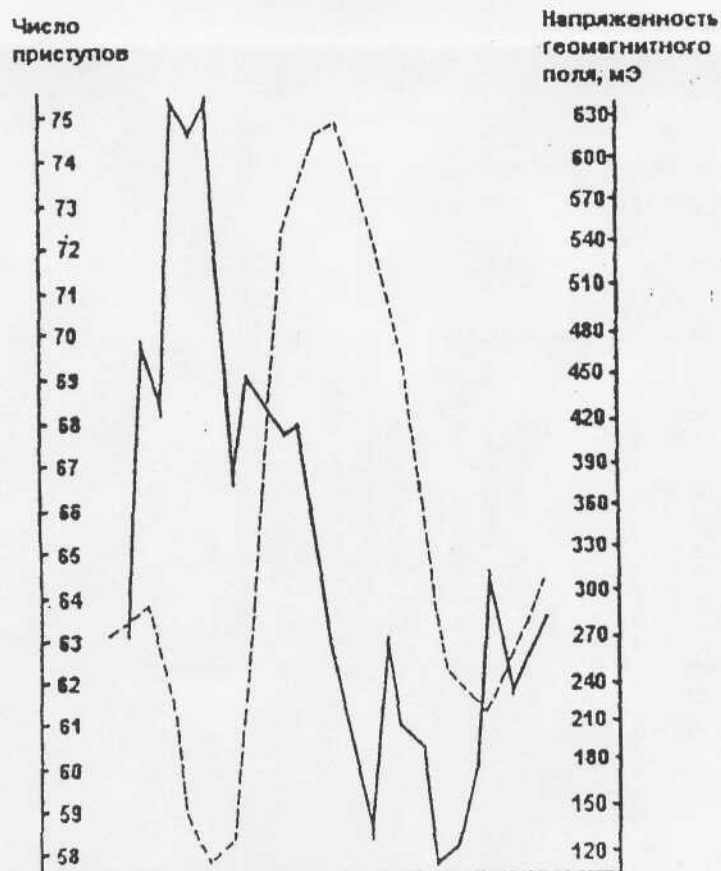


Рис. 96 Сопоставление изменения напряженности геомагнитного поля в течение суток (сплошная линия) с частотой приступов у больных, страдающих эпилепсией (пунктирная линия) (Чижевский, 1976)

Медицинские аспекты длительного воздействия
естественных и техногенных геофизических полей на организм человека
(по В. А. Богословскому)

Поле	Источники и виды воздействий	Единицы измерения	Условия воздействия	Санитарная норма, уровень воздействия	Заболевания
1	2	3	4	5	6
1. Радиационное	<p>Аномальное радоновое загрязнение почвогрунтов подземных вод</p> <p>Аномальное воздействие радонизотопов горных пород</p> <p>Атомная энергетика:</p> <ul style="list-style-type: none"> - добыча, обогащение, производство ядерного топлива - работа реакторов, регенерация топлива <p>Радиационное загрязнение литосферы:</p> <ul style="list-style-type: none"> - ядерные испытания в атмосфере и литосфере <p>- захоронения радиоактивных отходов</p>	бэр, мВз бэр, мЗв	<p>Проживание а в пределах активных геодинамических зон.</p> <p>Проживание в непроветриваемых подвальных помещениях</p> <p>Работа на добывающих предприятиях; производство и использование стройматериалов, удобрений; проживание в зонах повышенного радиационного фона.</p> <p>Проживание вблизи объектов ядерной энергетики</p> <p>Проживание на территории, загрязненной радионуклидами</p> <p>Препывание вблизи объектов захоронения радиоактивных отходов</p>	<p>ПДД: 1 мЗв (0.1 бэр) в год, в среднем за любые 5 лет, но не более 5 мЗв (0.5 бэр) в год</p> <p>То же</p> <p>ПДД: Кат. А (персонал) 20 мЗв (2 бэр) в год, в среднем любые 5 лет, но не более 5 мЗв (0.5 бэр) в год Кат. Б (население) 1 мЗв (0.1 бэр) в год, в среднем за любые 5 лет, но более 5 мЗв (0.5 бэр) в год</p> <p>Среднегодовая эквивалентная доза облучения болеее 1 мЗв (0.1 бэр)</p> <p>ПДД: 20 мЗв/год (2 бэр/год) в среднем за любые 5 лет</p>	<p>Онкологические заболевания органов дыхания, внутренних органов, лейкомия, заболевания репродуктивных органов</p> <p>То же</p> <p>Опухоли органов дыхания; рак бронхов, легки; злокачественные образования.</p> <p>Различные виды онкологических заболеваний</p> <p>Опухоли кожи (гиперкератиты, рак, лейкокератозы); поражение фолликулярного аппарата; онкологические заболевания внутренних органов.</p> <p>То же</p>

Продолжение таблицы 16

1	2	3	4	5	6
	- аварии ядерных установок и радиационное загрязнение территорий	бэр, мЗв	Пребывание на территории радиационного загрязнения	ПДД: 200 мЗв (20 бэр) за время работы на территории	Лучевая болезнь в различных формах: - острая, (при однократном или кратковременном воздействии, многократно превышающем ПДД и ПДВ) - хроническая (систематическое воздействие при дозах, превышающих ПДД)
2. Электромагнитное (ЭМП) в мГц 0.06-3 3-30 30-50 50-300	Радиопередатчики, источники радиочастот	В/м	Пребывание в зоне влияния аномального электромагнитного поля	Напряженность электрической составляющей в течение суток: 50 20 10 5	Снижение иммунитета, системные заболевания; сердечно-сосудистые и нервные заболевания; заболевания мозга, органов зрения; генетические последствия (в стадии изучения).
0.06-1.5 30-50	Установки СВЧ Вращающиеся и сканирующие антенны	А/м	Пребывание в зоне влияния аномального магнитного поля	Напряженность магнитной составляющей в течение суток: 5.0 0.3	Сердечно-сосудистые и нервные заболевания; заболевания мозга, органов зрения; генетические последствия (в стадии изучения). Заболевания органов зрения (катаракта) нервные расстройства, системные заболевания (в стадии изучения)
ЭМП в диапазоне 300 мГц 300 ГГц		Вт/м ²	Пребывание в зоне влияния установок СВЧ, ВЧ	Плотность потока энергии в течение суток: 0.1-1.0	

1	2	3	4	5	6
1. Электрическое поле промышленной частоты (50 Гц)	Промышленные силовые установки, электроподстанции, силовое оборудование шахт, водозаборов, подземного транспорта	кВ/м	Проживание в условиях аномального воздействия токов промышленной частоты	Напряженность электрического поля в течение суток: 5.0	Аварийный травматизм за счет опосредованного влияния блуждающих токов; нарушение работы сердечно-сосудистой системы (в стадии изучения)
3. Электрическое	Естественные источники постоянного электрического поля (Е _{дл} , Е _ф , Е _{ов}). Искусственные источники постоянного тока	В/м	Проживание в пределах отрицательных и положительных аномалий естественного электрического поля	Минимальный уровень напряженности поля: 15-20	Нарушения работы сердечно-сосудистой системы, бронхов и легких (в стадии изучения) Возможны оздоровительные эффекты воздействия, в зависимости от знака и интенсивности действующего электрического поля.
4. Вибрационное	Воздействие механизмов, транспорта, строительства на верхнюю часть литосферы	Гц	Проживание (пребывание) в зоне аномального вибрационного воздействия	Частотный диапазон: 1-10 ⁴ 1-10 1-30 1-200 10 ³ -10 ⁵	Заболевания вестибулярного аппарата Заболевания органов дыхания Заболевания органов зрения (системные заболевания) Физиологические расстройства: сердечно-сосудистые, опорно-двигательные, нервные (ангионеврозы, ангиотрофоневрозы) Поражение мышечных тканей и суставов, вибрационная болезнь
5. Акустическое, ультразвуковое	Широкополосный шум, ультразвуковое воздействие	ДБ (кГц)	Проживание (пребывание) в зоне аномального акустического (ультразвукового) воздействия	50 (12.5)	Снижение слуха, невриты, снижение иммунитета, системные, нервные заболевания.

Продолжение таблицы 16

1	2	3	4	5	6
6. Гравитационное и магнитное	Региональные аномалии гравитационного поля магнитного поля Граденты магнитного поля Локальные техногенные аномалии гравитационного поля магнитного поля Вариации гравитационного поля Земли Вариации магнитного поля Земли	мГал/км нТл нТл/км мГал нТл нТл/км мГал (ч) сут. с, мин.	Проживание вблизи крупных аномалообразующих объектов (разломов, тектонических структур, выходов повышенной плотности и намагниченности) Проживание вблизи объектов, создающих узлокальные гравитационные (подземные полости. Зоны извлечения полезных ископаемых) и магнитные аномалии (слабое постоянное воздействие) Солнечно-лунные приливно-отливные вариации Невозмущенные солнечно-суточные и лунно-суточные вариации фонового поля Возмущенные периодические вариации аномального и фонового полей	5-10 100 5-10 5-10 100 5-10 0.15-0.25 (12) 28-30 0.1 с-10 мин	Соматические, генетические, инфекционные (наведенные) заболевания (в стадии изучения) То же Психосоматические реакции, сердечно-сосудистые и нервные расстройства, связанные с нарушением биоритмов организма (в стадии изучения) То же

7. Тепловое	Естественные источники тепловых аномалий (выходы термальных вод, зоны повышенных значений теплового потока, зоны активного вулканизма и др.) Техногенные источники тепловых аномалий	С	<p>Проживание вблизи гермальных источников (тепловое, повышенное радиационное, геохимическое воздействие)</p> <p>Проживание в зоне техногенного теплового загрязнения:</p> <ul style="list-style-type: none"> - прямое воздействие на организм; - косвенное воздействие аномальной температуры на окружающую среду 	$t_c > 24^\circ \text{C}$ $t_w > 10^\circ \text{C}$ $t_r > 0^\circ \text{C}$	Онкологические заболевания; заболевания желез внутренней секреции; легочные и сердечно-сосудистые заболевания
				$t_c > 24^\circ \text{C}$	Снижение иммунитета, сердечно-сосудистые, легочные заболевания
				$0^\circ \text{C} < t < 100^\circ \text{C}$	Аварийный травматизм; заболевания, обусловленные развитием болезнетворных организмов.

Обозначения: ПДД- предельно допустимая доза воздействия, ПДВ- предельно допустимый выброс, СВЧ- сверхвысокая частота электромагнитного поля, ВЧ- высокая частота электромагнитного поля, Е_{ад}- напряженность диффузивно-адсорбционного электрического поля, Е_ф- напряженность фильтрационного электрического поля, Е_{ов}- напряженность окислительно-восстановительного электрического поля, t_c- среднегодичная температура, t_r- среднемесячная температура.

Сопоставление суточного хода кривой вариаций геомагнитного поля с числом приступов у больных показывает, что обострение болезни наступает в периоды наиболее сильных изменений напряженности геомагнитного поля. Кроме изучения влияния физических полей на здоровье человека, физические поля используются в диагностике и при лечении заболеваний.

Невозможно представить современную медицину без рентгена, электрокардиографии, электромагнитной и ультразвуковой томографии. Если использование физических полей для целей диагностики ведется сравнительно недавно (рентгеновский лучи были открыты в 1895 году), то более известны приемы лечебного воздействия физических полей на организм человека, называемые физиотерапией. Лечебное воздействие гидротермальной воды и грязи, лечение электрическим током (электротерапия), УВЧ и СВЧ-терапия, использование лазеров, вибромассаж – далеко не полный перечень методов лечебной медицины, основанных на использовании физических полей.

Наиболее близкой к экологической геофизике является инженерная, изучающая верхнюю часть разреза (ВЧР). С ее помощью давно решаются задачи картирования активных, экологически опасных геодинамических зон, технологического загрязнения литосферы, изучение полей вибрационного происхождения. При этом возникают особые трудности при изучении ВЧР урбанизированных территорий. К ним относятся разная неоднородность геологической среды, изменения физических свойств горных пород, почв и грунтов в пространстве и во времени. К трудностям также относится наличие промышленных помех, не позволяющих с наибольшей точностью применить традиционные методы.

На рис. 97 представлены результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ и СЭП по картированию зоны загрязнения авиационным керосином. Пласт, насыщенный данным флюидом залегает на глубине от 8 до 10 метров, кровля капиллярной оторочки на глубине 2-3 м. По результатам исследований установлено, что удельное электрическое сопротивление данного пласта составляет в центре линзы 27 Ом.м и уменьшается к востоку до 18.7 Ом.м и к западу до 3 Ом.м. За пределами «залежи» удельное сопротивление составляет 3 Ом.м в западной части и 7 Ом.м – на восточной. По данным СЭП участки, насыщенные керосином характеризуются превышенным ρ_k , замеренного при разnose питающих электродов на 32.2 м, над ρ_k , измеренном при разnose токовых электродов на 10.4 м.

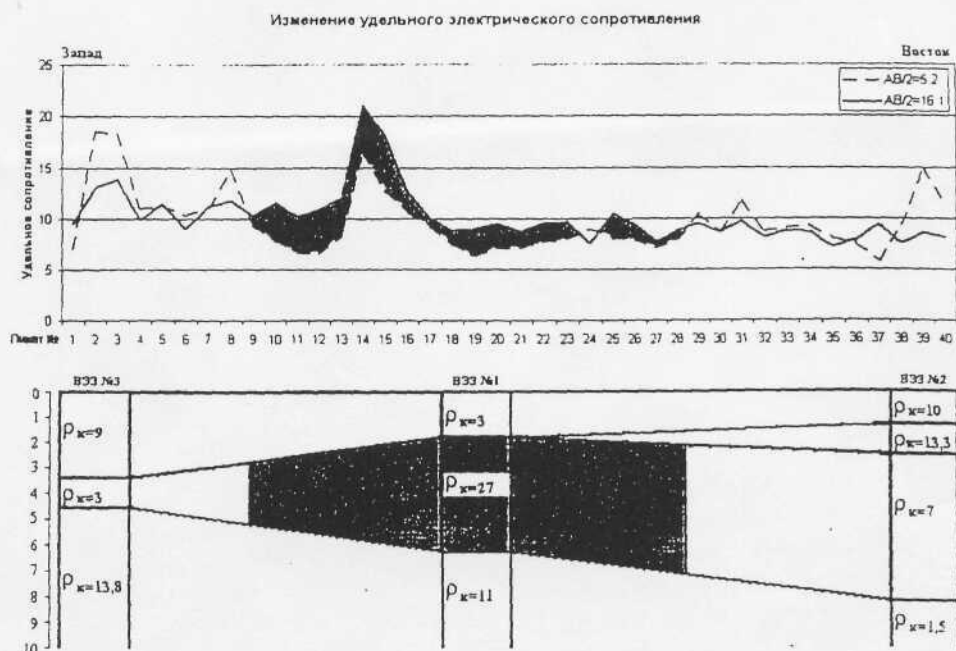


Рис. 97. Результаты электроразведки методами ВЭЗ и СЭП. Закрашенная область – участок распространения пород, насыщенных керосином.

Другой пример изучения ВЧР приведен на рис. 98. Работы выполнены методом СЭП с целью картирования экзогенных структур, возникающих при развитии карстовых явлений. Электрометрические наблюдения были выполнены по сетке субширотных профилей, расстояние между которыми составляло 20-30 м, шаг по профилю – 1.5-6 м. Значения ρ_k здесь изменяются от 250 до 2600 Ом. м. Выделенные аномалии повышенных значений ρ_k интерпретируются как участки местонахождения карстовых пещер. Некоторые подтверждены визуальными наблюдениями и практически все контролируются карстовыми воронками.

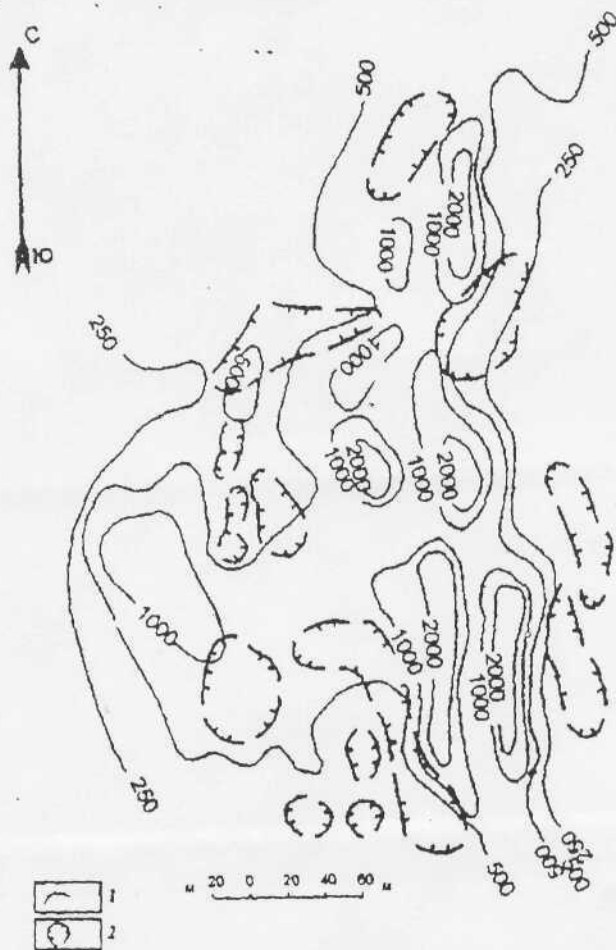


Рис. 98. Карта кажущегося удельного электрического сопротивления Алабайгальского карстового поля.

- 1.- изолинии кажущегося удельного сопротивления
- 2 – карстовая воронка

При археологических исследованиях из всех геофизических методов наиболее широко применяется электроразведка. Данному обстоятельству благоприятствует заметная дифференциация археологических объектов и рыхлых вмещающих пород по электрическим свойствам. Обычно с помощью методов электроразведки решаются следующие задачи:

1. картирование древних рвов, дамб, выработок;
2. поиски и разведка могильников и некрополей;
3. исследование древних городов и поселений.

Среди используемых электрометрических методов можно указать электропрофилирование на постоянном и переменном токе, ВЭЗ, ВП. Измерения выполняются по отдельным профилям. Шаг измерения составляет несколько метров, а при детальных работах – несколько сантиметров.

В качестве иллюстрации на рис. 99 приведен пример удачного применения метода СЭП при археологических исследованиях.

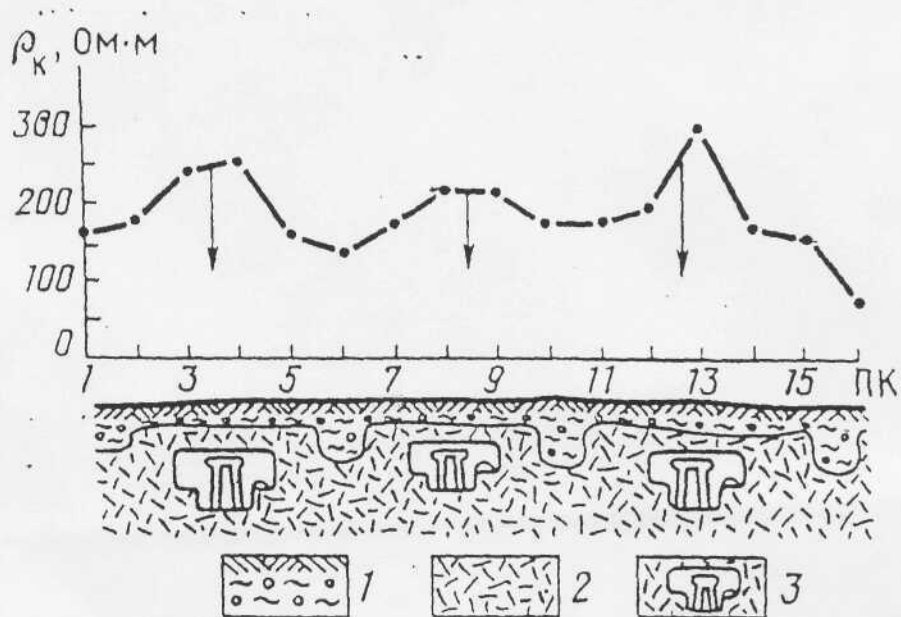


Рис. Результаты симметричного электропрофилирования при археологических исследованиях (по материалам компании К. Лериги).
1- почвенный слой, 2 – туф, 3 – могильник.

10 ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Один из главных шагов развития геофизики за последние годы является осознание всей сложности проблемы изучения внутреннего строения Земли. Специфика изучаемой геофизическими методами среды по мнению Б.С. Светова и М.Н. Бердичевского заключается прежде всего в том, что:

1. **Земля – сложная гетерогенная и полифазная система.** Данное обстоятельство приводит нас к необходимости усреднения физических свойств и процессов в некоторых объемах. Горная порода представляет собой сложную гетерогенную систему пространственных неоднородностей определенного ранга. Мы же в своих исследованиях измеряемые физические параметры относим к определенным объемам – см^3 ; м^3 . В результате усредненные, эффективные параметры геологической среды приобретают качественно отличные от однородных (монокристаллических) сред свойства. В этом случае неизбежным становится взаимодействие различных физических полей и переходы энергии из одной формы в другую.

2. **Земля – это термодинамически открытая система, т.е. система, которая обменивается с окружающей средой массой, энергией.** Геологическая среда подвергается воздействию как экзогенных, так и эндогенных процессов. Все они переменны во времени, сложным образом взаимодействуют, определяя непрерывно происходящие в Земле геологические, геодинамические, физико-химические и иные процессы. Следствиями этих процессов являются изменение физических параметров среды во времени.

3. **Земля – это локально неустойчивая энергетическая система.** Громадный запас потенциальной энергии (гравитационной, упругой, физико-химической), которым обладает Земля, в совокупности с ее гетерогенным и полифазным строением и термодинамической открытостью предопределяют ее локальную неустойчивость. Разномасштабная неоднородность строения Земли приводит к столь же неоднородному распределению плотности энергии, что в свою очередь, вызывает локальные состояния неустойчивого равновесия. Малые в энергетическом отношении воздействия внешних сил естественного или искусственного происхождения могут вывести эти области из состояния равновесия и привести к резким изменениям среды, к необратимым или частично обратимым изменениям ее физических свойств и генерации или изменению физических полей. Земля приобретает черты активной системы.

В горных породах наблюдается механоэлектрические, сейсмоэлектрические и ряд других, так называемых, перекрестных явлений, проявление каждого из которых приведет к возникновению всех остальных. Для описания динамических явлений в горных породах широко используется понятие дисперсных систем. Одним из видов дисперсных систем являются пористые тела, то есть такие среды, где имеются достаточно плотные контакты между частицами твердой фазы (минеральный скелет), обеспечивающие сохранение формы тела. Промежутки между частицами твердой фазы – поры – частично или полностью заполнены жидкостью. Особенности дисперсной структуры – размеры и форма пор, способ их сообщения друг с другом – регулируют наполнение флюидом порового пространства и, следовательно, определяет формирование и распределение физических параметров.

Отмеченные особенности геологической среды предопределяют возможность геофизических явлений, не укладывающихся в рамки упрощенных физических представлений, на которых базируются классические методы прикладной геофизики. Если в классических методах критерием достоверности экспериментальных данных является их воспроизводимость во времени, то в методах (назовем их вслед за О.Л. Кузнецовым нелинейными или неклассическими по Б.С. Светову и М.Н. Бердичевскому), основанных на расширенных представлениях о геофизической среде этот критерий не применим.

Достоверность результатов, полученных неклассическими методами, подвергалась и нередко подвергается сомнению на том основании, что они не находят объяснения в рамках канонической теории. Эта критика очень серьезна, однако она едва ли может служить основанием для отрицания реальности полученных результатов. Информационная ценность экспериментальных данных, выходящих за пределы общепринятых представлений, настолько велика, что речь должна идти прежде всего о проверке эксперимента и попытках расширить теорию для обоснования данных эксперимента.

Развитие геофизической науки позволяет говорить о формировании новой парадигмы знаний, основанной на использовании идей И. Р. Пригожина о процессах самоорганизации сложных систем, какой безусловно является Земля. Воплощением этих идей является создание новых методов изучения геологического строения, а также объяснение многих экспериментальных дан-

ных, не объяснимых, то есть не получивших обоснованной интерпретации в рамках классической теории.

В качестве примера можно привести метод сейсмической локации бокового обзора (СЛБО), разработанного во ВНИИ геосистем. Сущность СЛБО заключается в регистрации рассеянных волн, образующихся в геологической среде на трещинах в момент прихода к ним упругих – сейсмических колебаний, изучаемых источниками, расположенными на земной поверхности. Для определения места зарождения рассеянных волн используется принцип бокового обзора локатора, реализуемый в процессе обработки материалов. Результатом обработки данных СЛБО являются вертикальные, горизонтальные и структурные срезы, отображающие трехмерное распределение трещиноватости в исследуемом массиве горных пород.

Другим примером новых геофизических методов является акустическая низкочастотная разведка (АНЧАР), основанная на регистрации спектрального состава шумов, возникающих в результате релаксации шумов, возникающих в результате релаксации горных пород после систематического воздействия с поверхности Земли. АНЧАР предназначен для выявления нефтегазонасыщенности пластов до бурения.

Наряду с СЛБО и АНЧАР, ориентированных на детальное изучение напряженно-деформированного состояния горных пород, можно привести результаты по изучению эффекта аномальной суточной динамики локальных геофизических полей (АСДЛГП), открытого С.Ю. Баласаняном. В данном случае изменение свойств и состояния геологической среды связано с периодическими суточными вариациями столба жидкости в капиллярах горных пород под воздействием явлений планетарного масштаба. К ним относятся: солнечная энергия, вызывающая периодически в течение суток изменение температуры на границе раздела Земля-воздух; атмосферное давление; гравитационное воздействие Луны и Солнца, приводящее к периодическим в течение суток приливам и отливам в литосфере, упруго деформирующим поры и микротрещины горных пород; атмосферное электричество и др.

Эффект суточных вариаций АСДЛГП максимален над наиболее ослабленными и водонасыщенными зонами в массивах горных пород. На рис. 100 показана характерная картина изменения параметров некоторых естественных и искусственных геоэлектрических полей над водонасыщенной трещиноватой зоной в массиве известняков.

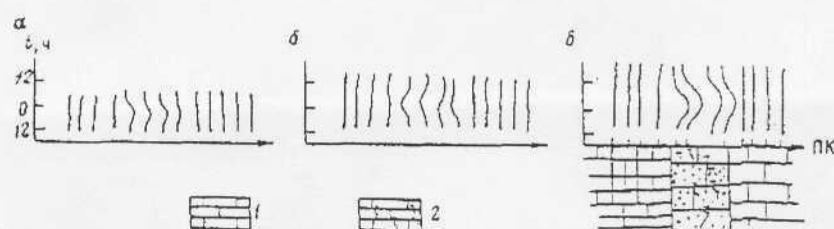


Рис. 100. Эффект АСДЛГП над зоной водонасыщенных трещин в массиве известняков. Параметры: а – кажущаяся поляризуемость η_k , б – кажущееся удельное сопротивление ρ_R , в – потенциал естественного электрического поля $U_{пс}$; 1 – известняки, 2 – трещиноватые водонасыщенные известняки

Участки массивов, над которыми наиболее четко прослеживается рассматриваемый эффект, названы энергоактивными. Такое название они получили благодаря способности накапливать, преобразовывать и переносить электрическую, тепловую и механическую энергию. В них сосредоточена значительная доля всей энергии полидисперсных многофазных систем, какими являются горные породы.

Примером неклассических исследований являются также результаты работ по высоко-разрешающей электроразведке. Первые данные, свидетельствовавшие о необъяснимо высокой разрешающей способности зондирования становлением поля в ближней зоне, многим казались ложными и связывались с влиянием погрешностей измерения и обработки. Однако наблюдения, проведенные разными исследователями во многих районах нашей страны, подтверждают реаль-

ность странных явлений. Так на рис. 101 приведены результаты исследований высоко разрешающей электроразведкой (ЗСМП с МГД-генератором) в сопоставлении с данными электрокаротажа скважины 72 Астраханской. Данные электрокаротажа позволили осуществить стратиграфическую привязку выделенных проводящих комплексов (заштрихованные участки). Все выделенные по электрокаротажу геоэлектрические горизонты нашли отражение и на кривых зондирования. Кроме того, на кривых зондирования выделены проводящие слои ниже забоя скважины.

Одним из основных направлений развития разведочной геофизики, по мнению академика В.Н. Страхова, является создание методов, основанных на изучении «эффектов от искусственных воздействий на природную среду, иначе от взаимодействия среды с полями». Примером могут служить геоэлектрохимические методы, позволяющие изучать распределение не только физических свойств геологических объектов, но и их вещественного состава. В общем случае геоэлектрохимические методы основаны на активизации геохимических процессов электрическим током. Благодаря воздействию электрического тока на горные породы представляется возможным повысить геологическую эффективность геофизических исследований. На рис.102 представлены результаты геоэлектрохимических исследований на одном из месторождений (Королевском) Прикаспийской впадины. Рассмотрим схему распределения концентраций T_i по исходным данным (до пропускания электрического тока) — $C_{исх} T_i$ (рис.102.а) и схему, построенную по образцам после пропускания через них электрического тока — $C_{ток} T_i$ (рис. 102 б). Если на первой наблюдается довольно спокойное распределение T_i по площади, без каких либо заметных аномалий, то на схеме, составленной после пропускания электрического тока контуры нефтегазоносности соответствуют аномально высокие (более 400 усл. ед.) значения концентраций. Подобная картина наблюдается при распределении свинца (рис. 102.в,г).

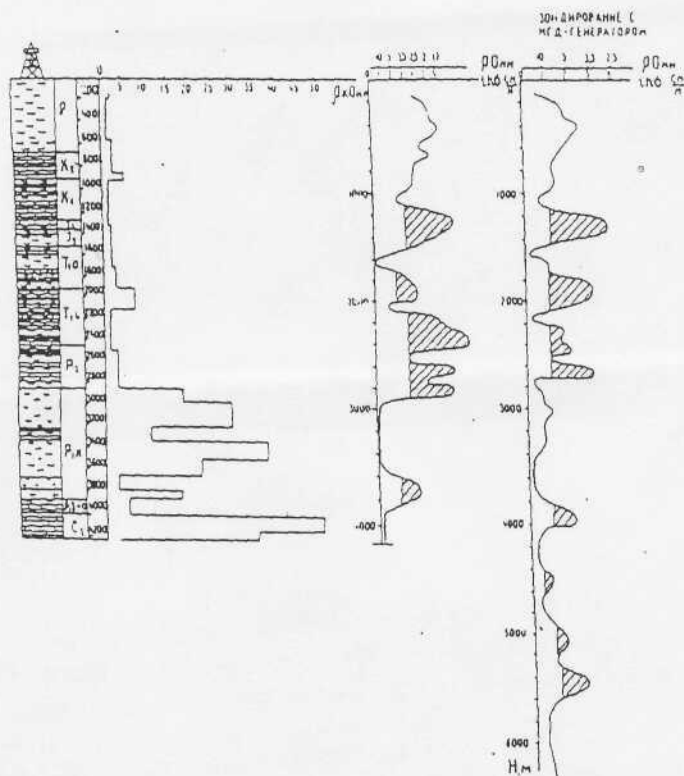


Рис. 101. Сопоставление данных электрокаротажа скв. 72 Астраханской и зондирования ЗСМП с МГД-генератором.

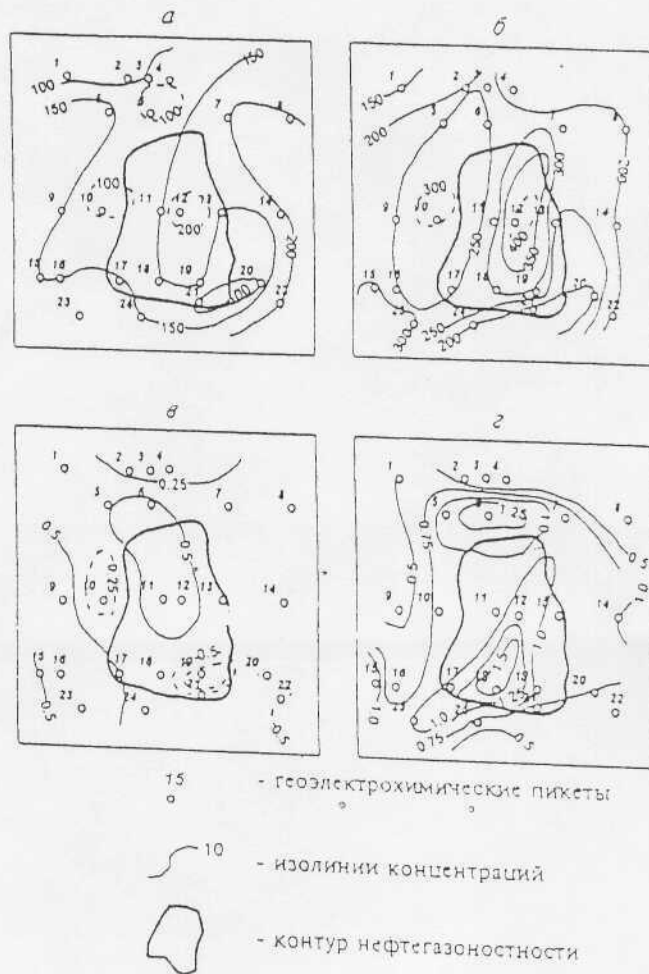


Рис. 102. Схема распределения концентраций титана и свинца на Королевской площади
 а) $C_{\text{исх}} \text{Ti}$, б) $C_{\text{ток}} \text{Ti}$, в) $C_{\text{исх}} \text{Pb}$, г) $C_{\text{ток}} \text{Pb}$

Современные методы разведочной геофизики представляют собой пеструю картину разнообразных подходов и приемов, все еще слабо объединенных теоретически, порой даже и терминологически. Совершенствование методов неразрывно связано с созданием и развитием фундаментальных моделей, описывающих характерные геологические структуры, в том числе аномальные эффекты, изучаемые неклассической геофизикой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богословский В. А., Жигалин А. Ф., Хмелевской В. К. Экологическая геофизика: Учеб. пособие.-М.: Изд. МГУ, 2000.-256 с.
2. Болт Б. В глубинах Земли: О чем рассказывают землетрясения: Пер. с англ. – М.: Мир, 1984, - 189с., ил.
3. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля: Пер. с англ. – М.: Мир, 1984. - 262с., ил.
4. Герхард Дор. Введение в прикладную геофизику. М. «Недра», 1984. – 237с., ил.
5. Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Е.А. Мудрецовоой. М. «Недра», 1990. 607с., ил.
6. Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М. «Наука». 1976. 512с., ил.
7. Грушинский Н.П., Грушинский А.Н. В мире сил тяготения. М. «Недра», 1978. 175с., ил.
8. Гутенберг Б. Физика земных недр: Пер. с англ. – М.:Изд. иностр. лит., 1963. – 263с., ил.
9. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение: Пер. с англ. – Изд. иностр. лит., 1960. - 485с., ил.
10. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. – 2-е изд., перераб. доп. – М.: Наука. 1983.- 415с., ил.
11. Знаменский В.В. Общий курс полевой геофизики. М. «Недра». 1989. 520с., ил.
12. Иванов А.Г. Физика в разведке земных недр. М. «Недра». 1971. 200с., ил.
13. Кузнецов О. Л., Симкин Э. М. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере.-М.: Наука, 1990.-267 с.
14. Г. Мак-Купплин, М. Бекон, У. Барклай Введение в сейсмическую интерпретацию. М. «Недра», 1985. – 308с., ил.
15. Маловичко А.К., Костицин В.И. Гравиразведка. М. «Недра». 1992. 357с., ил.
16. Мишон В. М. Практическая геофизика: Учеб. пособ. для геогр. фак. вузов /Под ред. Такова А.П. - Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1996. - 247с.
17. Логачев А.А. Захаров В.П. Магниторазведка. Л. «Недра». 1979. 351с.,ил.
18. Пермяков И.Г., Хайрединов И.Ш., Шевкунов Е.Н. Нефтегазопромысловая геология и геофизика. М. «Недра».1986. 209с., ил.
19. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика земли. – м.: Недра, 1965, - 379с.: ил.
20. Почтарев В.И. Земля – большой магнит. Л. Гидрометеиздат. 1974.159с., ил.
21. Фишман В.П., Урсов А.А. Приборы смотрят сквозь землю. М. «Недра». 1987. 173с., ил.
22. Франтов Г.С., Глебовский Ю.С. Занимательная геофизика. М. «Недра».1987. 128с., ил.
23. Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1990, - 287с.: ил.
24. Чижевский А. Л. Земное эхо солнечных бурь.-М.: Мысль, 1976.
25. Цубон Т. «Мир».1982. 286с., ил.

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Конценебин Юрий Петрович.
Шигаев Юрий Григорьевич

Геофизика

Учебное пособие для студентов вузов геологических специальностей

Ответственный за выпуск Ю.П. Конценебин
Оригинал-макет подготовлен О. В. Власовой

Лицензия ЛР №020773 от 15.04.98.
Подписано к печати 11.01.2002 Формат 60x84/8.
Бумага Sveto Сору. Гарнитура Times. Усл. печ. л. 17,67 (19,0). Уч.-изд.л. 18,4.
Тираж 300. Заказ № 243

410026, Саратов, Астраханская, 83.
Изд-во ГосУНЦ «Колледж».
Отпечатано в Редакционно издательской группе
Геологического колледжа СГУ.